

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
Nr. 70  
1979

WINDERZEUGTE TRÄGHEITSBEWEGUNGEN UND ENERGIE-  
KORRELATIONEN INTERNER WELLEN IM TROPISCHEN  
ATLANTIK

On wind generated inertial oscillations and  
energy correlations of internal waves in the  
Tropical Atlantic

von  
Reemt-Deters Redell

DOI 10.3289/IFM\_BER\_70

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von:  
Institut für Meereskunde  
Abt. Meeresphysik  
Düsternbrooker Weg 20  
2300 Kiel 1

---

Diese Arbeit wurde 1979 als Diplomarbeit beim Fachbereich  
Mathematik-Naturwissenschaften der Christian-Albrechts-  
Universität Kiel eingereicht.

ISSN 0341 - 8561

| <u>Inhaltsverzeichnis</u>   | Seite |
|---|-------|
| Table of contents   | II    |
| Zusammenfassung   | III   |
| Summary   | IV    |
| 1. Einleitung   |       |
| 1.1 Das Projekt   | 1     |
| 1.2 Das Untersuchungsgebiet   | 2     |
| 1.3 Meßgeräteträger   | 2     |
| 1.4 Daten   | 3     |
| 2. Darstellung von Trägheitswellen durch<br>ein Modell von POLLARD und MILLARD (1970) |       |
| 2.1 Das Modell  | 5     |
| 2.2 Anwendung des Modells   | 8     |
| 2.3 Balance der kinetischen Energien  | 10    |
| 3. Korrelationen der dominanten Energie-<br>fluktuationen                             |       |
| 3.1 Einführung  | 13    |
| 3.2 Aussage der Korrelationen   | 15    |
| 3.3 Korrelationen der kinetischen Energien  | 17    |
| Literaturverzeichnis  | 58    |

| <u>Table of contents</u>   | <u>Page</u> |
|--|-------------|
| Summary (German)   | III         |
| Summary (English)  | IV          |
| 1. Introduction  |             |
| 1.1 The project  | 1           |
| 1.2 The area of activities   | 2           |
| 1.3 Recording instruments  | 2           |
| 1.4 Data   | 3           |
| 2. Description of inertial motions by a<br>model of POLLARD and MILLARD (1970) |             |
| 2.1 The model  | 5           |
| 2.2 Verification of the model  | 8           |
| 2.3 Balance of kinetic energies  | 10          |
| 3. Correlations of the main energy fluctuations                                |             |
| 3.1 Introduction   | 13          |
| 3.2 Implication of correlations  | 15          |
| 3.3 Correlation of the kinetic energies  | 17          |
| References   | 58          |

### Zusammenfassung

Während Phase III (30. August - 18. September 1974) des GARP Atlantic Tropical Experiments (GATE) wurden von der F1-Verankerung über 19 Tage Strommesserdaten und Temperaturwerte aufgezeichnet.

Im ersten Teil dieser Arbeit, der die Frage behandelt, ob die beobachtete Trägheitsbewegung in der Deckschicht vom lokalen Wind angeregt wird und wie sie darzustellen ist, wird ein Einschichtenmodell von Pollard und Millard (1970) verifiziert. Es ist zu erkennen, daß dieses Modell ausreicht, die beobachteten Vorgänge gut zu beschreiben. Eine Energiebalance ergibt einen Ausgleich der vom Wind in die Deckschicht transferierten kinetischen Energie einerseits und der Änderung der kinetischen Energie in der Deckschicht und der Dissipation bzw. Abstrahlung andererseits. Dieser Energietransfer beträgt  $1.6 \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-3}$ .

Im zweiten Teil werden die Korrelationen zwischen dem Frequenzband um die halbtägige Gezeit und dem Band der hochfrequenten internen Wellen analysiert. Signifikante Korrelationen sind in den Bändern zwischen verschiedenen Tiefen und zwischen den Bändern sowohl in gleichen Tiefen wie auch zwischen verschiedenen Niveaus zu erkennen. Im Gezeitenband zwischen verschiedenen Tiefen erschien das Korrelationsmaximum ohne Phasenverschiebung, während man einen Phasensprung im Band der hochfrequenten internen Wellen zwischen Deckschicht und Temperatursprungschicht feststellen konnte.

## Summary

During phase III (30 Aug. - 18 Sept. 1974) of the GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) current velocity and temperature data were sampled during 19 days at a rate of 16 per hour by instruments in the F1 mooring. The analysis concerns two questions:

1. Is the observed mixed layer current in the band around the inertial frequency ( $\nu=0.0127$  cph) driven by the local wind stress?
2. Is the high-frequency variation ( $\nu=2$  cph) at time scales greater 1 day correlated with the modulation of the semidiurnal tide?

Pollard and Millard's (1970) model of wind-generated inertial oscillations is verified in this analysis. The model was based on the simplified equations of motion

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f \cdot v = \frac{1}{D} \tau^x - r \cdot u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f \cdot u = \frac{1}{D} \tau^y - r \cdot v$$

( $f$  = inertial frequency = 0.0127 cph;  $u, v$  = deviation of the mean of horizontal components of current;  $D$  = mixed layer depth = 25 m;  $\tau$  = wind stress;  $r^{-1}$  = characteristic damping time). The wind stress was calculated according to  $(\tau^x, \tau^y) = \rho_L \cdot c_D |\vec{v}_{10}| \vec{v}_{10}$  dyn cm<sup>-2</sup>, ( $c_D = 1.6 \cdot 10^{-3}$ ,  $\rho_L$  = density of air =  $1.2 \cdot 10^{-3}$  g cm<sup>-3</sup>). The best fit was obtained with a characteristic damping time of 300 hours. Figures 8a,b and 9a,b display the observed and modeled current velocity time series at a depth of 7 m and 18 m. Further the same model was verified with data obtained from the GATE mooring E3 located 40 km southwest of F1 (Fig. 10).

The principal balance of terms in equation 2.3.1 and 2.3.2 leads to the kinetic energy equation (2.3.6)

$$D \left( \frac{\partial E_{kin}}{\partial t} + 2r E_{kin} \right) = \tau^x \cdot u + \tau^y \cdot v$$

Figure 12 shows the left-hand side of this equation calculated with the observed current and wind.

The term  $2rDE_{kin}$  representing an energy loss on the average over the period of observation is  $0.2 \text{ cm}^3\text{sec}^{-3}$ .

This energy is probably radiated downward by near-inertial internal waves as shown by KÄSE and OLBERS (1979). The averaged right-hand side  $\tau^x \cdot u + \tau^y \cdot v = 1.6 \text{ cm}^3\text{sec}^{-3}$  gives the energy transfer by the wind field, and the

first term on the left-hand side  $D \frac{\partial E_{kin}}{\partial t} = 1.3 \text{ cm}^3\text{sec}^{-3}$  indicates that during the time of observation the inertial energy in the mixed layer increased considerably due to wind forcing.

In the second part a correlation analysis is performed involving the two energy bands  $\nu_1 = 0.0834 \pm 0.00758 \text{ cph}$  ( $T_1 = 12 \pm 1 \text{ hour}$ ) and  $\nu_2 = 0.5 \text{ cph}$  to  $13 \text{ cph}$  ( $T_2 = 2 \text{ hours}$  to  $7.5 \text{ min}$ ). Significant correlation is found a) in each band at different separations and b) between the two bands at same and different levels. Maximum correlation in the tidal band for different separations is found at zero time lag. A significant phase shift is observed in the high-frequency band between the mixed layer and the thermocline. The autocorrelation of the high-frequency energy time series shows oscillations with tidal frequency indicating kinematic coupling.

## 1. Einleitung

### 1.1 Das Projekt

Im Rahmen des internationalen Projektes GARP (Global Atmospheric Research Programme) und dessen Unterprogramm GATE (GARP Tropical Atlantic Experiment) wurden von Juli bis September 1974 meteorologische und ozeanographische Messungen im tropischen Atlantik ausgeführt. Das Gate Konzept sah vor, die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean zu untersuchen.

GATE war in drei Gebiete eingeteilt, die auf verschiedene typische Größenordnungen der Wolkenbildung in diesem Teil des Atlantik abgestimmt waren. Im A-Scale-Gebiet wurden räumliche Veränderungen in der Größenordnung von 2000 - 10000 km untersucht, im B-Scale-Gebiet Vorgänge in der Größenordnung eines "cloud clusters" von 100 - 1000 km, und im C-Scale-Gebiet wurden Vorgänge in der Größenordnung von mesoskaligen Konvektionselementen von 10 - 100 km Ausdehnung untersucht (KRAUS, 1975).

Das A-Scale-Gebiet erstreckte sich zwischen  $20^{\circ}\text{N}$  und  $10^{\circ}\text{S}$  über die ganze Breite des Atlantiks, und innerhalb dessen lag das Gebiet für die B-Scale Messungen in den Kalmen zwischen  $7^{\circ}\text{N}$  und  $10^{\circ}\text{N}$  bzw.  $22^{\circ}\text{W}$  und  $25^{\circ}\text{W}$ . Innerhalb dieses Gebietes wiederum befand sich das C-Scale Stationsnetz zwischen  $8^{\circ}30'\text{N}$  und  $9^{\circ}30'\text{N}$  bzw.  $22^{\circ}30'\text{W}$  und  $24^{\circ}\text{W}$ . Die Untersuchungen waren in drei Meßphasen eingeteilt.

Für die Aufgabenstellung dieser Arbeit, in der die Wirkung des Windfeldes auf die Strömungen und die Wechselwirkung zwischen den Strömungen im Bereich zwischen Trägheitsfrequenz und lokaler Väisäläffrequenz untersucht werden sollen, wurden die in Phase III aufgezeichneten Meßwerte der F1-Verankerung im C-Scale Gebiet verwendet. Im ersten Teil wird ein Modell von POLLARD und MILLARD (1970) verifiziert, in dem die lokale Windschubspannung als anregende Kraft Trägheitswellen erzeugt. Es

wird festgestellt, daß ein einfaches Modell die Vorgänge in der Natur gut reproduziert. Im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit werden Zusammenhänge zwischen den hohen energetischen Niveaus der wesentlichen Frequenzbänder der internen Wellen untersucht.

### 1.2 Das Untersuchungsgebiet

Im C-Scale Gebiet wurden während der Meßphase III im August und September 1974 von Gruppen aus der Bundesrepublik Deutschland die Verankerungen F1 und F2 ausgelegt sowie die Schiffe "Meteor" und "Planet" eingesetzt (Abb.1).

Das C-Scale Gebiet lag im Nordäquatorialen Gegenstrom, dessen Lage mit den Jahreszeiten variiert und der sich im Sommer auf  $23^{\circ}\text{W}$  von  $3^{\circ}\text{N}$  bis  $12^{\circ}\text{N}$  erstreckt und in diesem Jahr eine mittlere Stromgeschwindigkeit von etwa  $45 \text{ cm sec}^{-1}$  in nordöstliche Richtungen besaß.

Der Wind wehte im Mittel aus Südwest mit einer Geschwindigkeit von  $2,5 \text{ m sec}^{-1}$ , was etwa Beaufort-Stärke 2 entspricht. Maximale Windereignisse lagen während der Meßdauer bei etwa  $8 \text{ m sec}^{-1}$  (Bft-Stärke 4-5).

### 1.3 Meßgeräteträger

Im Rahmen des Forschungsprojektes GATE sollte untersucht werden, welche Eigenschaften interne Wellen in der Dichtesprungschicht zwischen dem leichten Oberflächennwasser und dem schwereren Tiefenwasser besitzen. Zu diesem Zweck wurde die H-förmige Zweipunktverankerung F1 eingesetzt (SIEDLER und GERLACH, 1976). Diese Verankerung (Abb.2), deren Geräte einen großen Teil der



benutzten Daten geliefert haben, war in etwa 4900 m tiefem Wasser ausgelegt worden. Der 500 m lange horizontale Teil der Kette lag in Richtung des äquatorialen Gegenstromes auf der Position  $8^{\circ}44,76'N$ ,  $23^{\circ}04,24'W$  in 56 m Tiefe. Die amerikanische Einpunktverankerung E3, deren Daten hier teilweise auch verwendet wurden, lag etwa 40 km südwestlich der F1 (siehe Abb.1).

Eine Oberflächenboje der F1 trug in etwa 2 m Höhe einen Windmesser. Im Wasser in 7, 18, 40, 46 und 51 m Tiefe waren VACM-Geräte angebracht, deren Daten in der vorliegenden Arbeit ausgewertet werden. Weitere VACM- und Aanderaa-Strömungsmeßgeräte hingen am horizontalen Teil der Verankerung und an einem Ankerseil unterhalb der Querverbindung, während am anderen Ankerseil eine Thermistorkette angebracht war. Die Daten der E3-Verankerung, die hier verwendet werden, wurden ebenfalls von VACM-Geräten aufgezeichnet.

#### 1.4 Daten

Die VACM-Geräte der F1-Verankerung registrierten Daten in einem zeitlichen Abstand von 3,75 Minuten. Das Gerät in 18 m Tiefe (Gerätenummer 10613) zeichnete zwischen dem 4. September 12.00 Uhr und dem 5. September 12.00 Uhr keine brauchbaren Daten auf, so daß hier eine Lücke in der Zeitreihe entstand, während alle anderen Geräte über die Meßdauer vom 30. August 00.00 Uhr bis 18. September 08.45 Uhr verwertbare Daten lieferten. Die Meßphase des Windmessers lag zwischen dem 29. August 00.00 Uhr und dem 14. September 00.00 Uhr. Die einstündigen Winddaten wurden von 2 m Höhe auf 10 m Höhe umgerechnet, wobei ein logarithmisches Windprofil zugrunde gelegt wurde. Die Qualität der Daten hing wesentlich von der Stabilität der Verankerung ab, die, gemessen an der Energiever-

teilung der internen Wellen im Beobachtungsgebiet, sehr gut war (SIEDLER und GERLACH, 1976). In der Horizontal-kette traten Tiefenabweichungen bis zu 2 m vom berechneten Wert auf, und nur Daten von Geräten unterhalb des Querbeins waren wesentliche Eigenbewegungen der Verankerung überlagert (KÄSE et al., 1978). Alle gemessenen Daten lagen in solcher Form vor, daß sie direkt weiterverwendet werden konnten.

Die Tiefseeverankerung E3 registrierte Daten vom 19. August 00.00 Uhr bis zum 11. September 1974, 23.00 Uhr. Die Winddaten der E3 lagen, umgerechnet auf eine Meßhöhe von 10 m, in tabellierter Form vor, die Daten der Strömungsmesser in digitaler Form.

## 2. Darstellung von Trägheitswellen durch ein Modell von POLLARD und MILLARD (1970)

### 2.1 Das Modell

Bei Betrachtung der ungefilterten Zeitreihe der Strömung in der Deckschicht ist bereits zu erkennen, daß den kurzperiodischen Schwingungen langperiodische überlagert sind (Abb.3,4). In beiden Abbildungen ist die halbtägige Gezeit besonders gut zu erkennen, bei der u-Komponente läßt sich außerdem eine Periode von etwa 80 Stunden abschätzen (in dem verwendeten Koordinatensystem zeigt die u-Komp. nach Osten, die v-Komp. nach Norden und z nach unten). Besser läßt sich diese bandartige Struktur in der energieerhaltenden Darstellung des Spektrums in Abb.5 erkennen (nach SIEDLER, 1979). Im Niederfrequenten liegt der Bereich hoher Energie um die Trägheitsfrequenz (Band 1, Periode ca. 80 Stunden), dann ist der Bereich um die halbtägige Gezeit zu erkennen (Band 2, Periode ca. 12,4 Stunden) und das hohe Energieniveau im Hochfrequenten (Band 3, Periode ca. 30 Minuten). Hier soll untersucht werden, wie die Windschubspannung auf die langperiodischen Strömungen mit lokaler Trägheitsperiode wirkt, insbesondere, ob sich ein einfaches Modell anwenden läßt, das diese Strömung reproduziert. In dem bekannten Ekman-Modell (EKMAN, 1905) wird der Impulsfluß durch Austauschkoefizienten parametrisiert, daraus ergibt sich eine Scherung in der Deckschicht. Aus dem vorliegenden Datensatz ist jedoch ersichtlich, daß in der Deckschicht im Bereich der GATE-C-Scale Messungen die Scherung nur schwach ausgebildet ist; darum wurde als Grundlage ein Modell gewählt, das eine homogene und scherungsfreie Deckschicht voraussetzt (POLLARD und MILLARD, 1970). In diesem Modell werden die Trägheitsschwingungen durch die lokale Windschubspannung angeregt, die sowohl in Richtung wie auch in Stärke fluktuiert. Pollard und Millard haben damit

die Trägheitsströmung vor der Küste Neuenglands reproduzieren können.

Die lokale Trägheitsperiode berechnet sich aus der geographischen Breite  $\varphi$  und der Winkelgeschwindigkeit  $\Omega$  der Erdrotation:

$$T = \frac{\pi}{\Omega \cdot \sin \varphi}$$

$$\varphi = 8^{\circ}44,76'$$

$$= 78,9 \text{ [Std.]}$$

$$\Omega = \frac{2\pi}{24} \text{ [Std.}^{-1}\text{]}$$

Bei dem hier verwendeten Modell gingen Pollard und Millard von folgenden vereinfachten Bewegungsgleichungen aus:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f \cdot v = \frac{1}{D} \cdot \tau^x - r \cdot u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f \cdot u = \frac{1}{D} \cdot \tau^y - r \cdot v$$

Die Trägheitsfrequenz ist mit  $f$  bezeichnet, die Abweichungen der Horizontalkomponenten der Strömung von ihrem Mittelwert mit  $u, v$ .  $D$  ist die Tiefe der winddurchmischten Schicht. Der Windschub  $\tau$  wird als Volumenkraft in den Gleichungen berücksichtigt. Die Terme  $r \cdot u$ ,  $r \cdot v$  sorgen für eine Dissipation im Modell. Dabei ist  $r^{-1}$  die Abklingzeit, in der freie Schwingungen auf  $e^{-1}$  des Anfangswertes abgenommen haben. Die Windschubspannung wurde aus den gemessenen Winddaten und mit einem Reibungskoeffizienten  $c_D = 1,6 \cdot 10^{-3}$  berechnet.

$$(\tau^x, \tau^y) = \vec{\tau} = \rho_L \cdot c_D \cdot v_{10} \cdot |v_{10}| \text{ [dyn cm}^{-2}\text{]}$$

$$\rho_L = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ [g cm}^{-3}\text{]}$$

Die Lösung der oben aufgeführten Bewegungsgleichung erhält man beispielsweise mit Hilfe der Laplace-Transformation.

Zur Vereinfachung der Rechnung gehen wir zur komplexen Schreibweise über.

Mit  $V_h = u + iv$  und  $T_h = \tau^x + i\tau^y$  erhalten wir

$$\frac{\partial V_h(t)}{\partial t} + i \cdot f \cdot V_h(t) = \frac{1}{D} \cdot T_h(t) - r \cdot V_h(t)$$

Durch Laplace-Transformation ergibt sich für die Transformierte die Gleichung

$$s \cdot \hat{V}_h(s) - \hat{V}_h(0) + if \hat{V}_h(s) = \frac{1}{D} \hat{T}_h(s) - r \cdot \hat{V}_h(s).$$

Im Bildbereich lautet die Lösung

$$\hat{V}_h(s) = \frac{1}{D} \cdot \frac{1}{s+if+r} \cdot \hat{T}_h(s) + \frac{1}{s+if+r} \cdot \hat{V}_h(0)$$

und nach Rücktransformation

$$V_h(t) = \frac{1}{D} \cdot T_h(t) * e^{-(if+r)t} + V_h(0) \cdot e^{-(if+r)t}$$

Die durch das Symbol \* verknüpften Größen werden miteinander gefaltet, wobei das Faltungsintegral dargestellt wird durch

$$A * B = \int_0^t A(t') B(t-t') dt'.$$

Durch die Aufspaltung in Real- und Imaginärteil lautet die Lösung in Komponentendarstellung

$$u(t) = \frac{1}{D} \left\{ \tau^x * \cos(ft) \cdot e^{-rt} + \tau^y * \sin(ft) \cdot e^{-rt} \right\} + \\ + u(t=0) \cdot \cos(ft) \cdot e^{-rt} + v(t=0) \cdot \sin(ft) \cdot e^{-rt}$$

$$v(t) = \frac{1}{D} \left\{ \tau^y * \cos(ft) \cdot e^{-rt} - \tau^x * \sin(ft) \cdot e^{-rt} \right\} - \\ - u(t=0) \cdot \sin(ft) \cdot e^{-rt} + v(t=0) \cdot \cos(ft) \cdot e^{-rt}$$

Die Faltung in den Lösungen der Strömungskomponenten besagt, daß zu jedem Zeitpunkt  $t$  die Strömung nicht vom Wind zur Zeit  $t$  allein abhängt, sondern daß alle Fluktuationen in der Windschubspannung zu Zeiten kleiner als  $t$  in die augenblickliche Amplitude eingehen. Wie stark die freien Schwingungen zu dem Ergebnis beitragen, wird einmal durch den Reibungsfaktor  $r$  bestimmt, zum anderen durch die Phasenbeziehungen des Windfeldes zu den freien Schwingungen.

## 2.2 Anwendung des Modells

In die Modellrechnungen mit der Windschubspannung an der F1-Verankerung wurden als Anfangswerte  $u(t=0)$  und  $v(t=0)$  Werte eingegeben, die zu diesem Zeitpunkt an der Verankerung E3 gemessen wurden. Dieses Verfahren war deshalb notwendig, weil die Windmessungen auf der F1 mit dem 29.08.74 um 24 Stunden früher begannen als die Messungen der Strömungsgeschwindigkeiten. Die Messungen der E3 begannen bereits am 19.08.74 und sind mit den Messungen der F1 gut korreliert. Bei Berechnung der Strömung an der E3 konnten die aktuellen Anfangswerte genommen werden, da Wind- und Strömungsmessungen gleichzeitig begannen.

Aus PETERS (1978) ist zu entnehmen, daß die oberflächen-nahe, winddurchmischte Schicht im Mittel über die Meßdauer etwa 25 m dick war. Dieser Wert wurde als Deckschichtdicke  $D$  in die Modellrechnungen eingegeben. Da die Deckschichtdicke aber zeitlichen Variationen unter-

worfen ist, die in das Modell nicht aufgenommen werden können, gehen Abweichungen vom angenommenen Mittelwert als Fehler in die Rechnungen ein. Für die Dämpfung wurden nacheinander verschiedene Werte eingesetzt und jedesmal die Standardabweichung der Differenzen zwischen berechneter und gemessener Zeitreihe, von denen Trend und Mittelwert abgezogen wurden, ermittelt (Abb.6). Die u-Komponente zeigt ein Minimum bei etwa 300 Stunden Abklingzeit, die v-Komponente zeigt ein Minimum zwischen 200 und 300 Stunden. Die hohen Werte der Standardabweichung resultieren aus den leichten Phasenverschiebungen, die die gemessenen und berechneten Zeitreihen haben.

Mit dem Parametern  $D = 25$  m,  $r^{-1} = 300$  Stunden und der lokalen Windschubspannung an der F1 erhält man die in Abb.7 dargestellte Strömungsvariabilität in Abhängigkeit von der Zeit. Es ist eine gute Übereinstimmung mit der Veränderlichkeit der gemessenen Strömung in 7 m Tiefe festzustellen (Abb.8a,b).

Da das verwendete Modell ein "slab model" ist, d.h. daß die Schichtung nicht eingeht, gilt die Vorhersage für die ganze Deckschicht. Der Vergleich in Abb.9a und Abb.9b zeigt, daß das Modell auch in 18 m Tiefe die wesentlichen Fluktuationen reproduziert.

Sodann wurde dieses Modell mit der Windschubspannung an der E3-Verankerung gerechnet. Auch hier ist eine gute Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Strömungswerten in den wesentlichen Fluktuationen festzustellen (Abb.10).

### 2.3 Balance der kinetischen Energien

Zwischen der kinetischen Energie, die durch die Windschubspannung in die Deckschicht übertragen wird, einerseits und der Änderung der kinetischen Energie in der Deckschicht und der Dissipation andererseits muß ein Gleichgewicht bestehen. Es soll versucht werden, aus der Energiebalance die Größenordnungen dieser Energien zu berechnen.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f \cdot v = \frac{1}{D} \tau^x - r \cdot u \quad (2.3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f \cdot u = \frac{1}{D} \tau^y - r \cdot v \quad (2.3.2)$$

Es folgt durch Multiplikation:

$$u \frac{\partial u}{\partial t} - f \cdot v \cdot u = \frac{1}{D} \tau^x \cdot u - r \cdot u^2 \quad (2.3.3)$$

$$v \frac{\partial v}{\partial t} + f \cdot u \cdot v = \frac{1}{D} \tau^y \cdot v - r \cdot v^2 \quad (2.3.4)$$

Mit  $u \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{1}{2} \frac{\partial(u^2)}{\partial t}$  und

$$v \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{1}{2} \frac{\partial(v^2)}{\partial t}$$

ergibt die Addition von Gleichung 2.3.3 und 2.3.4

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t}(u^2 + v^2) + r(u^2 + v^2) &= \\ &= \frac{1}{D} (\tau^x \cdot u + \tau^y \cdot v) \end{aligned} \quad (2.3.5)$$

Da die kinetische Energie pro Masse

$$E_{\text{kin}} = \frac{u^2 + v^2}{2} \text{ ist, erhält man durch Umordnen}$$

und Einsetzen von  $E_{\text{kin}}$



$$D \cdot (\dot{E}_{\text{kin}} + 2 r E_{\text{kin}}) = \tau^x \cdot u + \tau^y \cdot v \quad (2.3.6)$$

Die Terme  $E_{\text{kin}}$ ,  $\dot{E}_{\text{kin}}$  und  $\vec{\tau} \cdot \vec{v}$  wurden sowohl mit den Werten aus dem Modell wie auch mit den Werten aus der Messung gerechnet und für die Parameter  $r$  und  $D$  die gleichen Größen eingesetzt wie im Modell. In Abb.11 sind linke und rechte Seite der Energiebalance dargestellt, die sich ergibt, wenn man die mit dem Modell berechneten Strömungswerte einsetzt. Die geringen Differenzen zwischen beiden Kurven (die Standardabweichung der Differenzen beträgt  $0.08 \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-3}$ ) gibt die Fehlergrenzen an, bis zu denen Unterschiede zwischen den Kurven in Abb.12 insignifikant sind. In Abb.12 sind linke und rechte Seite der Energiebalance dargestellt, die sich aus den Meßwerten ergeben. Dadurch, daß auf der linken Seite der Balance noch freie Schwingungen vorhanden sein können, während sie auf der rechten Seite nicht mehr auftreten, entstehen die Differenzen zwischen beiden Kurven. Es ist jedoch zu erkennen, daß die kinetische Energie aus dem Windfeld mit der kinetischen Energie in der oberflächennahen Schicht im Ozean balanciert ist.

Da  $D \cdot \dot{E}_{\text{kin}}$  und  $\vec{\tau} \cdot \vec{v}$  sowohl positive wie auch negative Werte annehmen können und  $2 \cdot D \cdot r \cdot E_{\text{kin}}$  stets positiv ist, ist es sinnvoll anzunehmen, daß über längere Zeiträume gemittelt  $\overline{D \cdot \dot{E}_{\text{kin}}} = 0$  ist (eine mit einem Querbalken versehene Größe stellt einen zeitlichen Mittelwert dar). Die über den Meßzeitraum gemittelte Änderung dieses Terms beträgt  $0.2 \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-3}$ . Ein Teil der kinetischen Energie, die vom Windfeld in die Deckschicht übertragen wird, wird also dissipiert oder nach unten abgestrahlt. Wenn sie abgestrahlt wird, müßte sie in der Temperatursprungschicht wiederzufinden sein, und man könnte eine direkte Beziehung zwischen dem Wind-

feld und den internen Wellen in der Temperatursprungschicht herstellen. Die abgestrahlte bzw. dissipierte kinetische Energie pro Masse in der Deckschicht wurde mit  $0.2 \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-3}$  berechnet, die vom Windfeld übertragene kinetische Energie pro Masse mit  $1.6 \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-3}$ . Die mit  $1.3 \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-3}$  berechnete Differenz besagt, daß die kinetische Energie der Trägheitswellen in der Deckschicht während der Meßdauer durch den Windschub zugenommen hat. Die Größenordnung dieser Energieübertragung ist im Einklang mit den Berechnungen von KÄSE und OLBERS (1979). Die größte Energieübertragung in die Deckschicht tritt zu Zeiten besonders großer Windschwankungen auf.

### 3. Korrelationen der dominanten Energiefluktuationen

#### 3.1 Einführung

In den letzten Jahren wurden viele Untersuchungen über die Erzeugung, Wechselwirkung und Dissipation von internen Wellen veröffentlicht, deren Ergebnisse in einer Arbeit von THORPE (1975) zusammengefaßt wurden. Drei Prozesse sind es, mit denen interne Wellen erzeugt werden: Anregung durch die Atmosphäre, Wechselwirkung mit der Bodentopographie und interne Erzeugung. Durch Wechselwirkung interner Wellen untereinander und mit dem mittleren Strom wird die Ausbreitung interner Wellen beeinflusst. Die Dissipation dieser Wellen, besonders der hochfrequenten, geschieht im wesentlichen durch internes Brechen und durch Scherungsinstabilitäten, wobei Turbulenz erzeugt wird.

Die oberste ozeanische Schicht enthält die größte kinetische Energiedichte der ganzen Wassersäule, was nahelegt, daß die Anregung durch die Atmosphäre in diesem Bereich ein wesentlicher Faktor ist. Die durch Windschubspannung erzeugten Trägheitswellen haben ein hohes Energieniveau. Aber auch andere Frequenzbereiche, wie das Band um die Frequenz der halbtägigen Gezeit (Band 2) und das Band der hochfrequenten internen Wellen (Band 3) enthalten große Energien, wie das Energiespektrum (Abb. 5) zeigt. MÜLLER und OLBERS (1975) haben die Anregung interner Wellen entsprechend ihrer spektralen Eigenschaften verglichen und stellten fest, daß z.B. die Energietransferrate aus der Wechselwirkung zwischen den internen Wellen untereinander vom Verhältnis  $N/f$  (Väisäläfrequenz  $N$ , Trägheitsfrequenz  $f$ ) und damit von der Tiefe abhängig ist und daß die Übertragungsgeschwindigkeiten in der Temperatursprungschicht am größten

sind. Durch die Wechselwirkung mit dem mittleren Strom läßt sich ein Quellterm für die Erzeugung interner Wellen berechnen, wobei ein Energieaustausch hauptsächlich mit der vertikalen Stromscherung stattfindet.

Wir wollen hier kein Modell für die Erzeugung interner Wellen verifizieren, sondern untersuchen, ob sich aus dem Zusammenhang der kinetischen Energien in den Frequenzbändern 2 und 3 Hinweise auf physikalische Prozesse ergeben, denen diese internen Wellen unterliegen. Die ebenfalls energiereiche Trägheitsbewegung in Band 1 muß hier wegen der ungenügenden statistischen Absicherung außer Betracht bleiben, da in der gesamten Meßreihe nur 5 Trägheitsperioden enthalten waren.

Für die Berechnung der Energie der halbtägigen Gezeit wurden die Zeitreihen mit den Grenzperioden 11 und 13 Stunden bandpassgefiltert (Abb.13). Auf diese Weise wurden die höher- und niederfrequenten Anteile der Energie eliminiert. Anschließend wurde aus u- und v-Komponente der bandpassgefilterten Zeitreihe die Varianzen über 12 Stunden 22,5 Minuten berechnet. Dieses Zeitintervall entstand aus dem Kompromiß, einerseits nahe an die Periode der halbtägigen Gezeit von 12 Stunden 25,2 Minuten zu kommen, andererseits ein Vielfaches der Abtastrate von 3,75 Minuten verwenden zu müssen und ein Vielfaches des Mittlungszeitraumes der hochfrequenten internen Wellen zu erhalten. Die kinetische Energie der Fluktuationen erhielt man aus den Varianzen  $E_{kin} = 0,5 (VAR(u) + VAR(v))$  (Abb.14).

Um die Energien der hochfrequenten internen Wellen zu erhalten, wurden die Zeitreihen zunächst hochpassgefiltert mit einer Filtergrenze von 2 Stunden. Dadurch wurde die Energie, die in den längerperiodischen Bereichen enthalten ist, unterdrückt (Abb.15). Anschließend wurden die Varianzen in nicht überlappenden Stücken

von 2 Stunden 3,75 Minuten berechnet. Dieses Intervall wurde gewählt, weil es das nächste an der Grenze von Band 3 liegende ist, von dem das verwendete Mittlungsintervall in Band 2 ein Vielfaches ist. Aus diesen Werten wurde, entsprechend dem obigen Verfahren, die Energie für diesen Frequenzbereich berechnet (Abb.16). Die Abb.17 zeigt die Mittelwerte über 12 Stunden 22,5 Minuten in Band 3, die die Grundlage für die Korrelationsanalyse der Bänder 2 und 3 bildet. Berechnet wurden die Korrelationen nach

$$r_{xy}(t') = \frac{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-t'} ((x(t) - \bar{x}) (y(t+t') - \bar{y}))}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (x(t) - \bar{x})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (y(t) - \bar{y})^2}}$$

mit  $\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_i x_i$ , entsprechend  $\bar{y}$ . N ist die Anzahl der Meßwerte.

### 3.2 Aussage der Korrelationen

Die signifikanten Korrelationen zwischen der Energie in Band 2 und Band 3 und zwischen den einzelnen Niveaus eines Bandes sind in Abb.18 und 19 dargestellt.

Zur Berechnung der Signifikanzschwelle für den Korrelationskoeffizienten wurde annähernde Normalverteilung der Energiewerte vorausgesetzt (Abb.20 und 21), obwohl eine Reihe, die durch Quadrierung aus einer normalverteilten hervorgegangen ist, nicht auch normalverteilt sein kann. Wie Abb.20 jedoch zeigt, kann man für diese Zeitreihe annähernde Gaußverteilung annehmen, wie sie

zur Berechnung der Signifikanzgrenze vorausgesetzt wird. Bei Verwendung der Methode zur Berechnung der Signifikanzschwelle der Standardnormalverteilung mit 10% Irrtumswahrscheinlichkeit

$$r_0 = \frac{1,64}{\sqrt{N-1}} \quad (\text{TAUBENHEIM, 1969})$$

ergab sich für die mit Band 2 verwendeten Zeitreihen  $r_0 = 0.29$ , für Band 3  $r_0 = 0,11$ . Dabei bedeutet N die Anzahl der Meßwerte und N-1 die Anzahl der Freiheitsgrade.

Der Korrelationskoeffizient stellt ein Maß für den Zusammenhang zwischen den beiden zufälligen Variablen x und y der betrachteten Zeitreihen dar. Eine Verfälschung der Korrelation ist möglich durch langsame zeitliche Variationen, die eine etwa mit der gesamten Meßdauer vergleichbare Zeitskala haben. Dieser Trend wurde in den vorliegenden Berechnungen eliminiert. Ein Einfluß des verwendeten Hochpassfilters auf die Kreuzkorrelationen zwischen Band 2 und 3 derart, daß in Band 3 etwa noch vorhandene Energiefluktuationen mit Gezeitenperiode vorhanden sein und die Korrelationen verfälschen könnten, wurde dadurch ausgeschaltet, daß über eine Gezeitenperiode gemittelt wurde.

schwingungen in der Deckschicht (s. Kap.2) dissipierten Energie dem internen Wellenfeld in der Sprungschicht zugeführt werden kann.

Die Kreuzkorrelationsfunktion der kinetischen Energie in Band 3 mit vertikalen Distanzen zeigt zwischen Deckschicht (7 m) und Temperatursprungschicht (40 - 51 m) bei negativer Zeitverschiebung - die Werte aus der Deckschicht werden mit späteren Werten aus der Temperatursprungschicht korreliert - phasenrichtige Korrelationen, während bei positiver Zeitverschiebung keine feste Phasenbeziehung feststellbar ist (Abb.36 - 38). Nach FRANKIGNOUL (1974) sollen bei negativer Zeitverschiebung und signifikanter Korrelation Energieflüsse von oben nach unten auftreten. Vergleicht man die Energiekorrelationen zwischen Deckschicht und oberer Sprungschicht einerseits und zwischen verschiedenen Tiefen in der Sprungschicht andererseits, kann zudem für positive Zeitverschiebungen ein Phasenunterschied von etwa  $180^\circ$  erkannt werden (Abb.36a und 37a).

In Abb.14 ist die Energie der halbtägigen Gezeitenwelle dargestellt. Hier sind Fluktuationen auffällig, die die gleiche Größenordnung haben wie die langperiodischen Änderungen der kinetischen Energie in Band 3. Wenn diese typischen Änderungen der kinetischen Energien gleiche Ursachen haben, müßten sie in der Kreuzkorrelation dieser beiden Zeitreihen sichtbar werden (Abb.38 - 41). In Abb. 38a entspricht der doppelte Abstand zwischen dem Minimum und dem Maximum der Korrelationsfunktion etwa einer Schwebungsperiode der Gezeit (Abb.13), was einen Hinweis darauf gibt, daß die kinetische Energie in Band 3 mit der Schwebungsperiode der Gezeit zusammenhängt. Hier könnte also eine Wechselwirkung bestehen.

Die Kreuzkorrelation der Gezeitenenergie in der Deckschicht und der kinetischen Energie in Band 3 in der Deckschicht unterscheidet sich von der Kreuzkorrelation der Gezeitenenergie in der Deckschicht und der Energie in Band 3 in der Temperatursprungschicht durch einen Sprung von positiver zu negativer Korrelation bei positiver Zeitverschiebung. Dies beruht auf dem Zusammenhang der kinetischen Energien in Band 3 untereinander in den verschiedenen Niveaus. Die kürzerperiodischen Schwankungen von  $3 - 4 \times 12,4$  Stunden in diesen Darstellungen beruhen ebenfalls auf Fluktuationen in Band 3, denn in Band 2 sind keine Perioden dieser Größe vorhanden. Die kinetische Energie in Band 2 ist in allen Niveaus in Phase (Abb. 22 - 31), was eine große vertikale Wellenlänge vermuten läßt.



4. Abbildungen

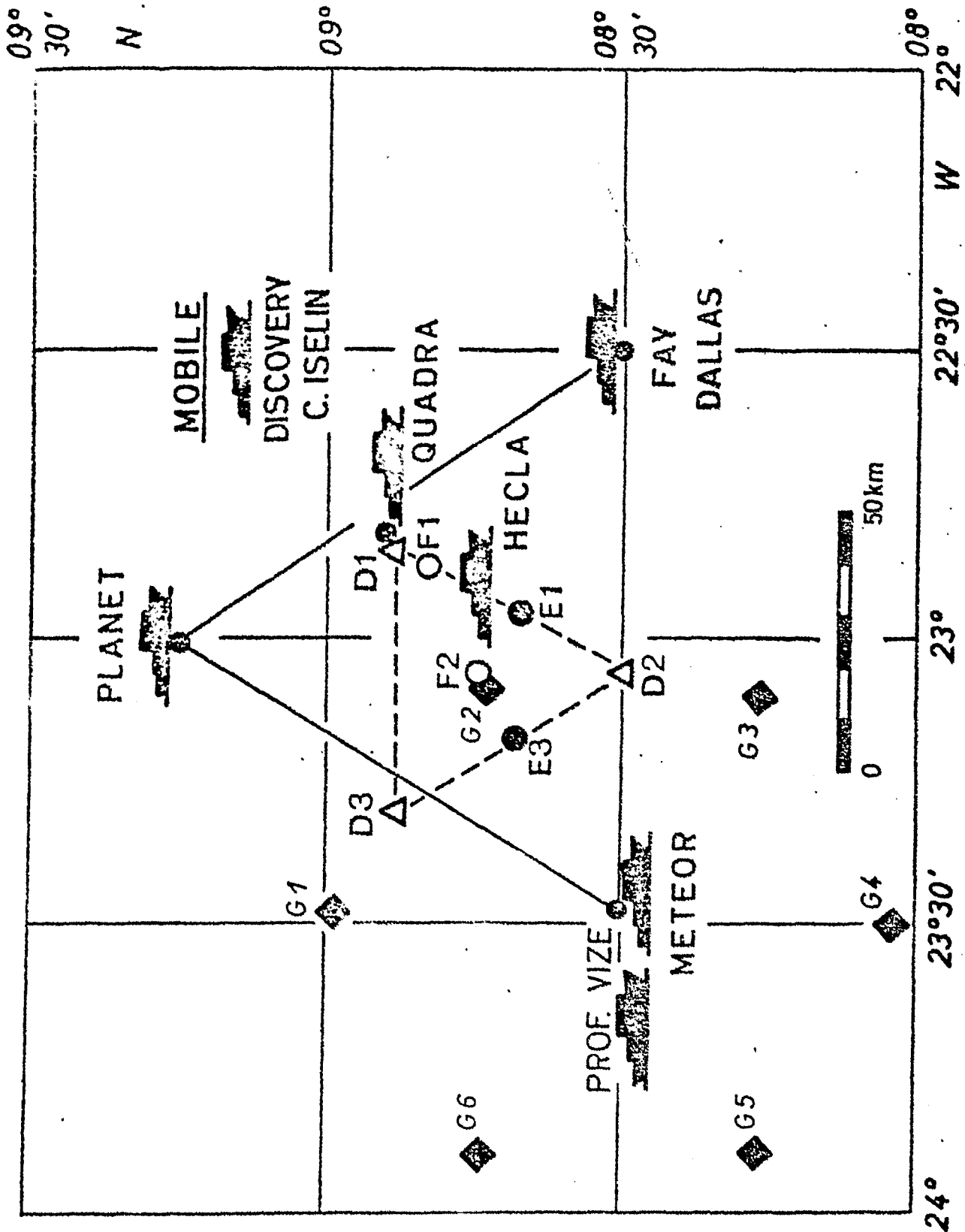


Abb. 1: Die Positionen der Meßplattformen während der GATE III-Phase  
(nach C. BROCKMANN et al., 1975).

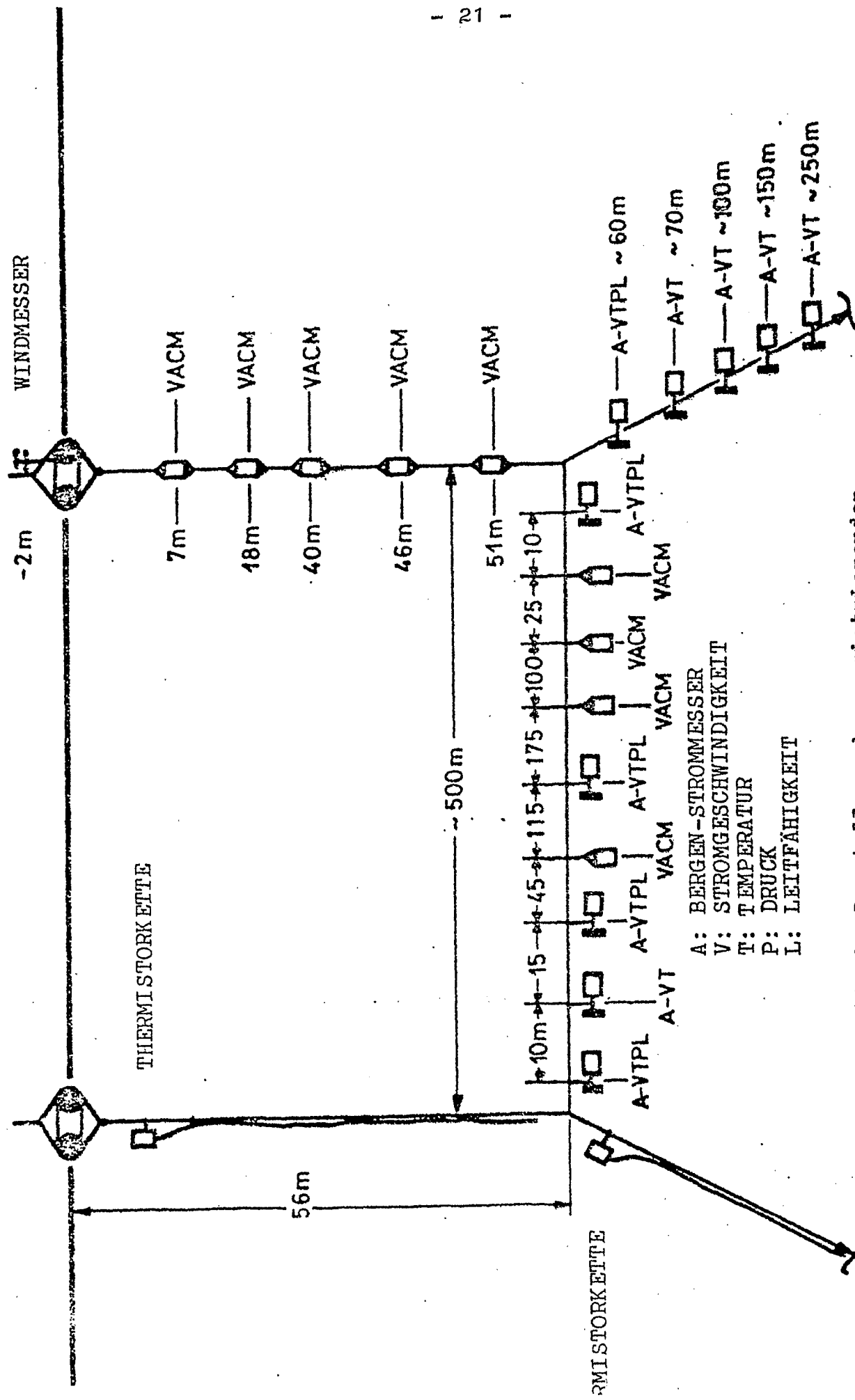


Abb. 2: Schematische Darstellung der registrierenden Geräte der F1-Verankerung (nach C.BROCKMANN et al., 1975).

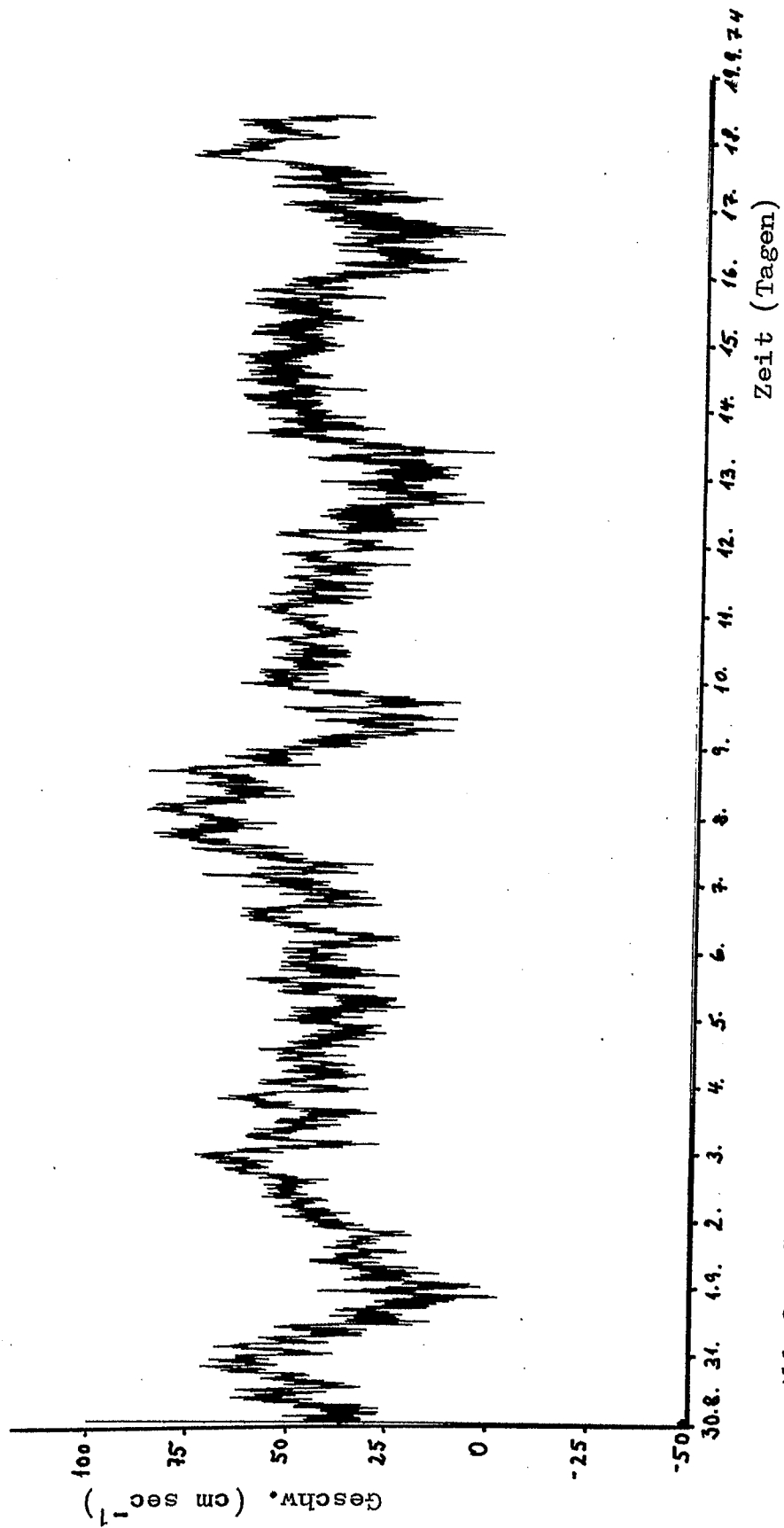


Abb. 3 Gemessene Strömung in 7 m Tiefe, u-Komp.

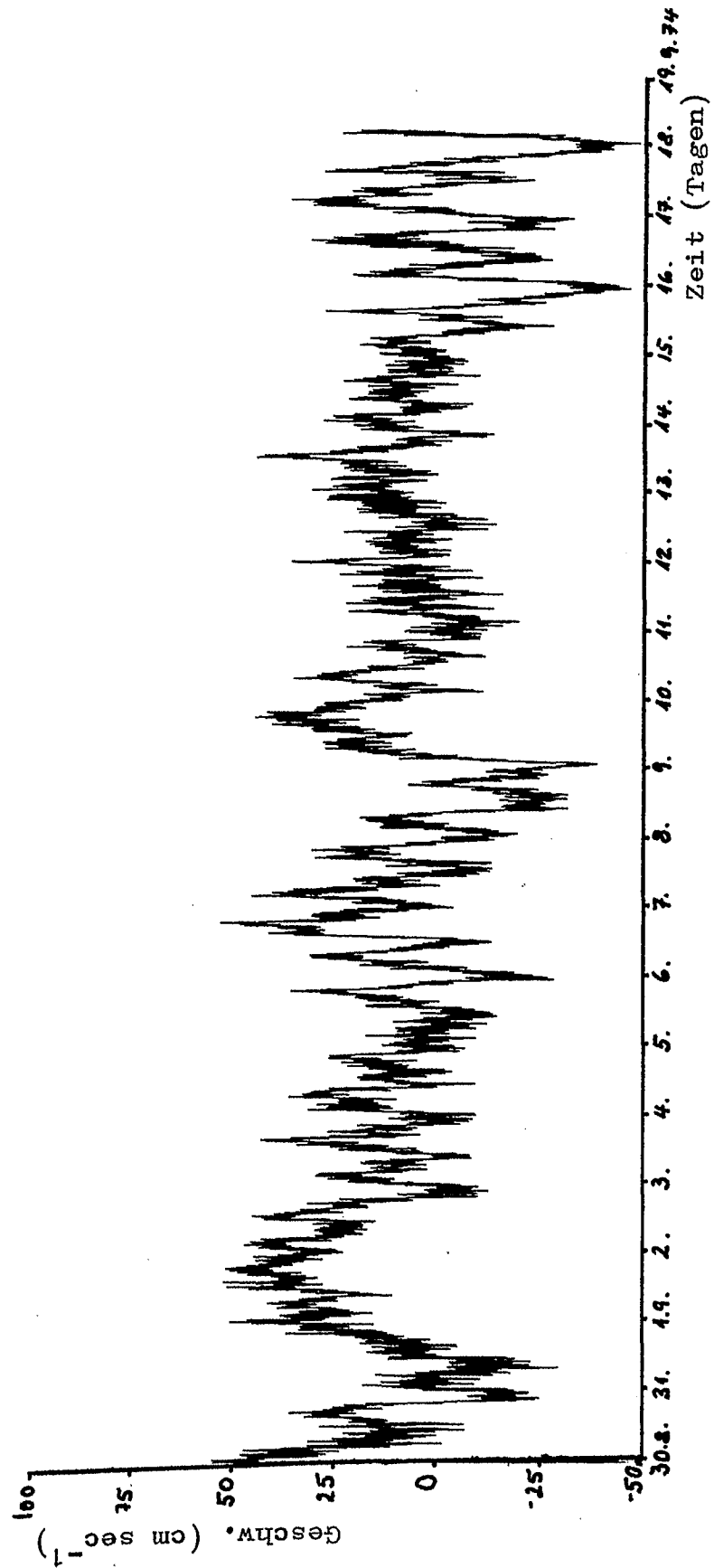


Abb. 4 Gemessene Strömung in 7 m Tiefe, v-Komp.

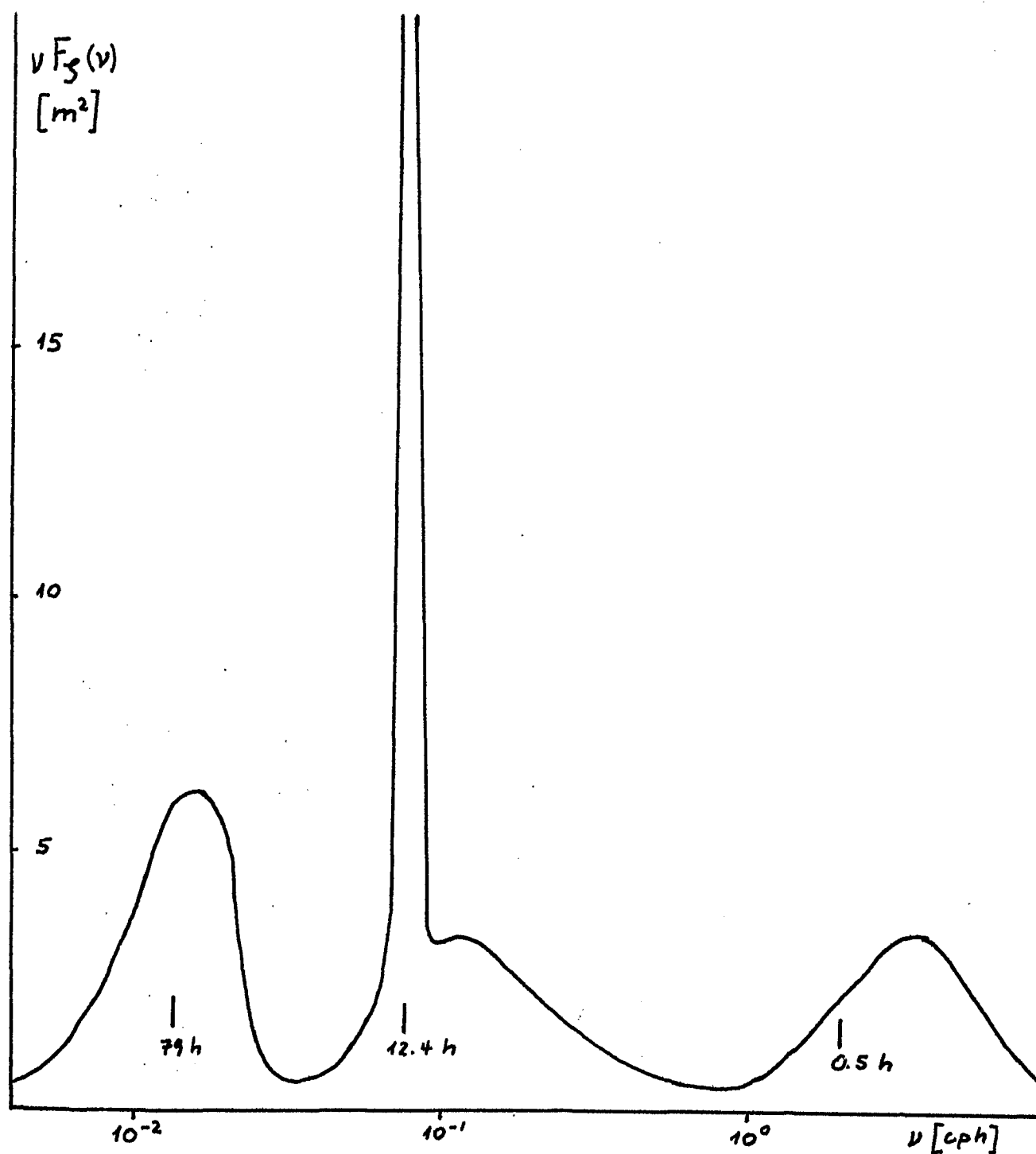


Abb.5 Energieerhaltendes Diagramm aus Mittlung der Auto-spektren der Vertikalauslenkung nach Temperatur-messungen in 40 m und 46 m in der F1-Verankerung (nach KÄSE and SIEDLER, 1979)

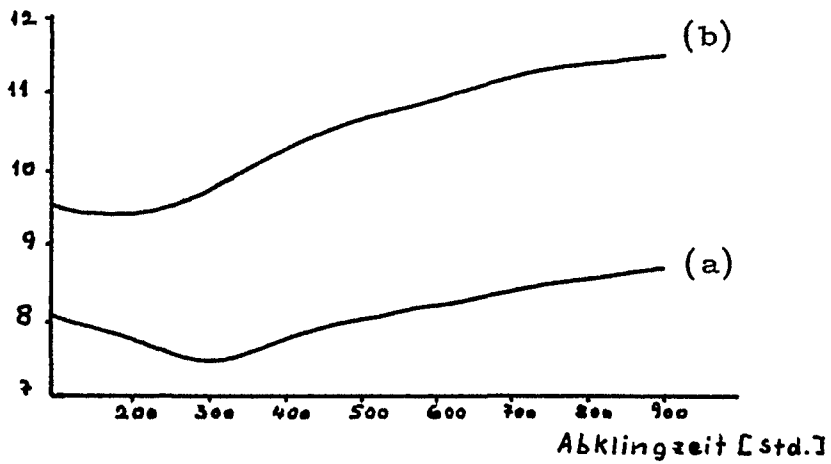


Abb.6. rms-Werte der Differenz zwischen gemessener  
und modellierter Strömung,  
(a) u-Komp.  
(b) v-Komp.

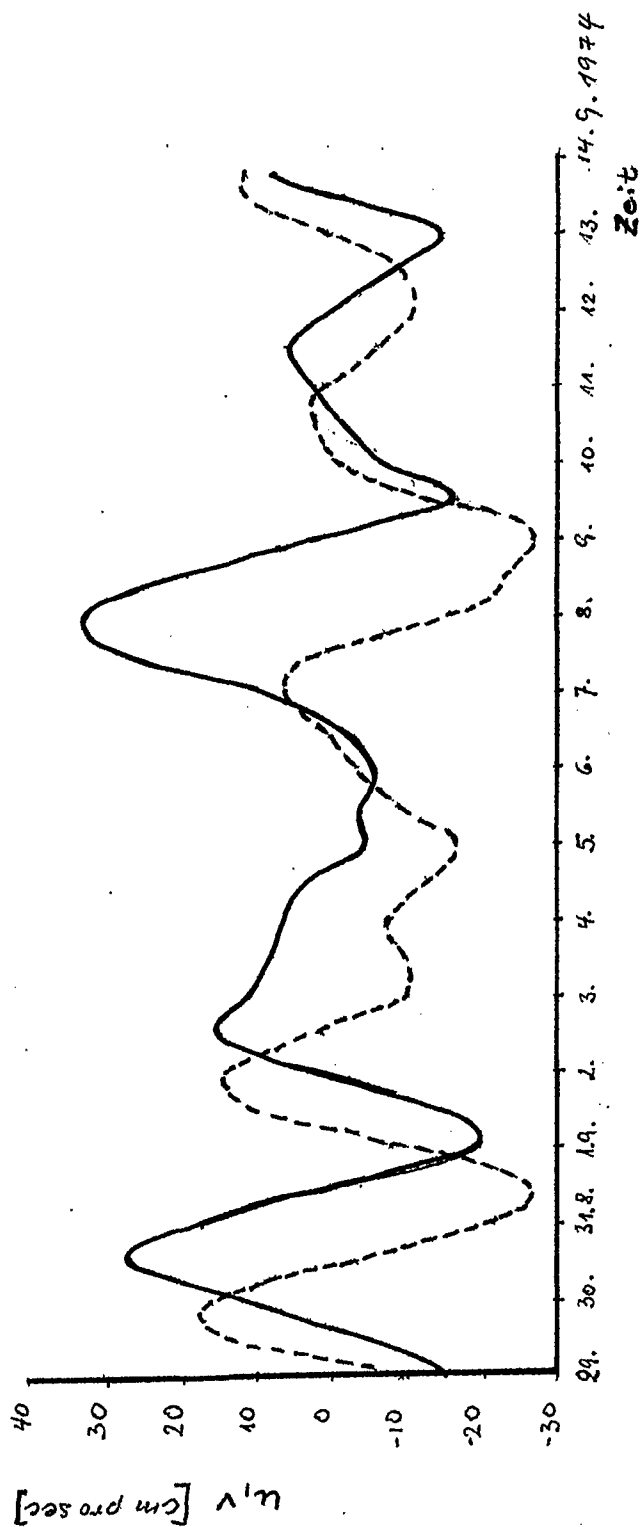


Abb. 7 Berechnete Strömung in 7 m Tiefe in der F1-Verankerung  
 (—) u-Komp., (---) v-Komp.

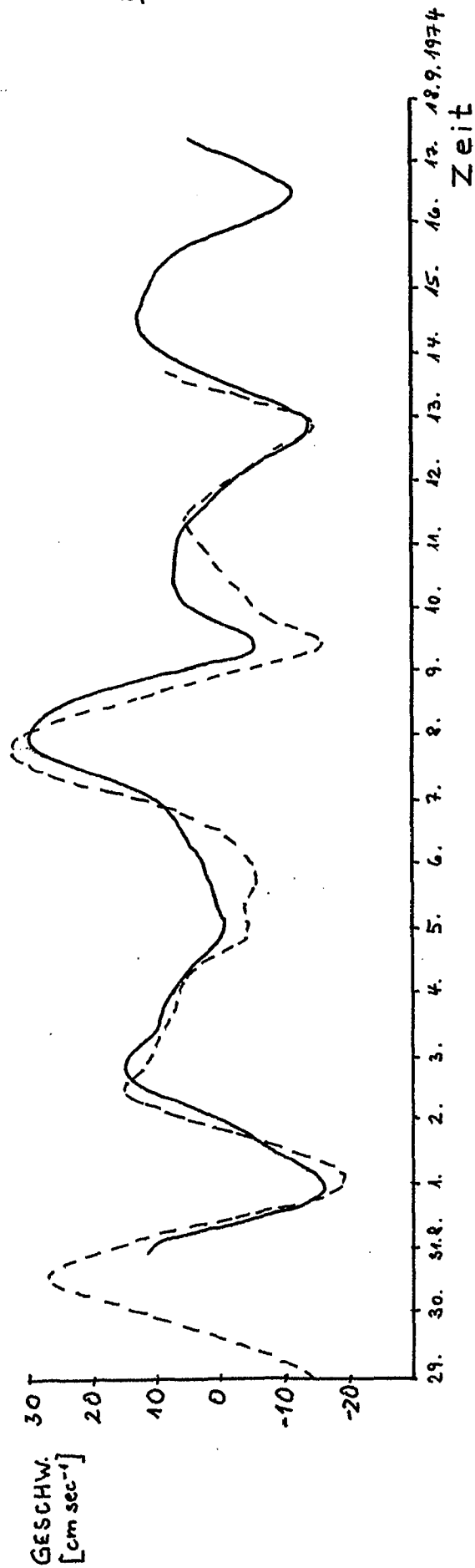


Abb.8 a Vergleich zwischen gemessener (—) und modellierter Strömung (----) in 7 m, u-Komp.



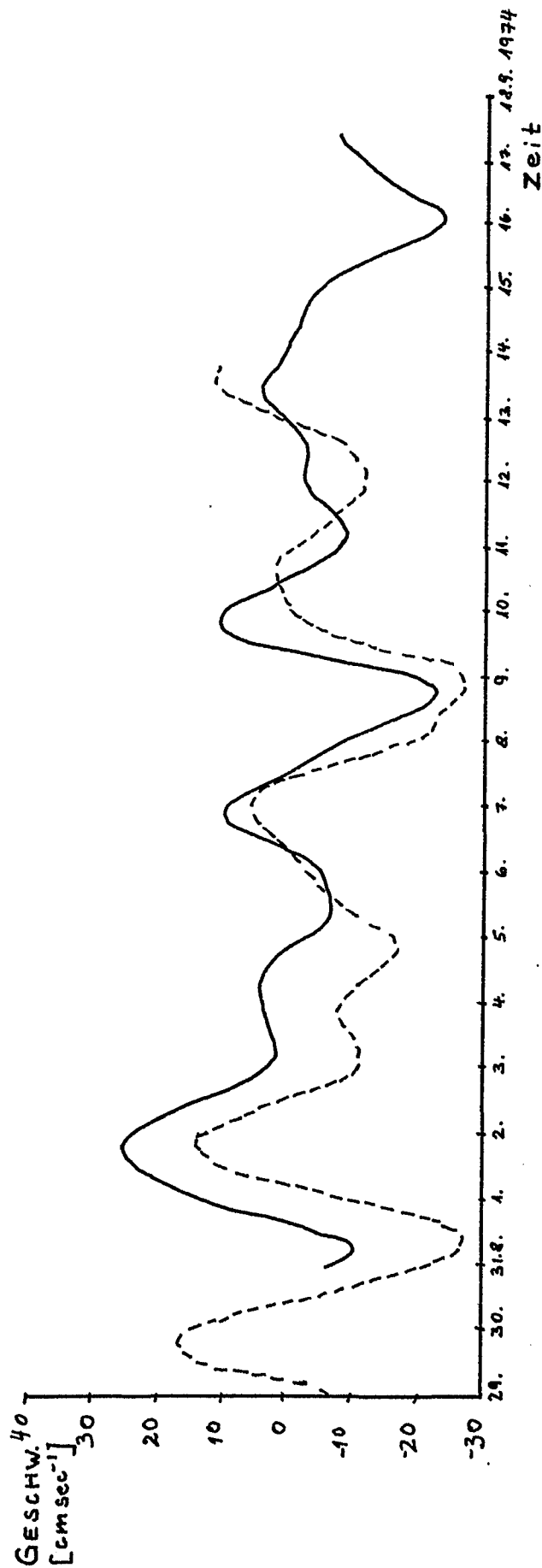


Abb. 8 b Vergleich zwischen gemessener (—) und modellierter (----) Strömung in 7 m, v-Komp.

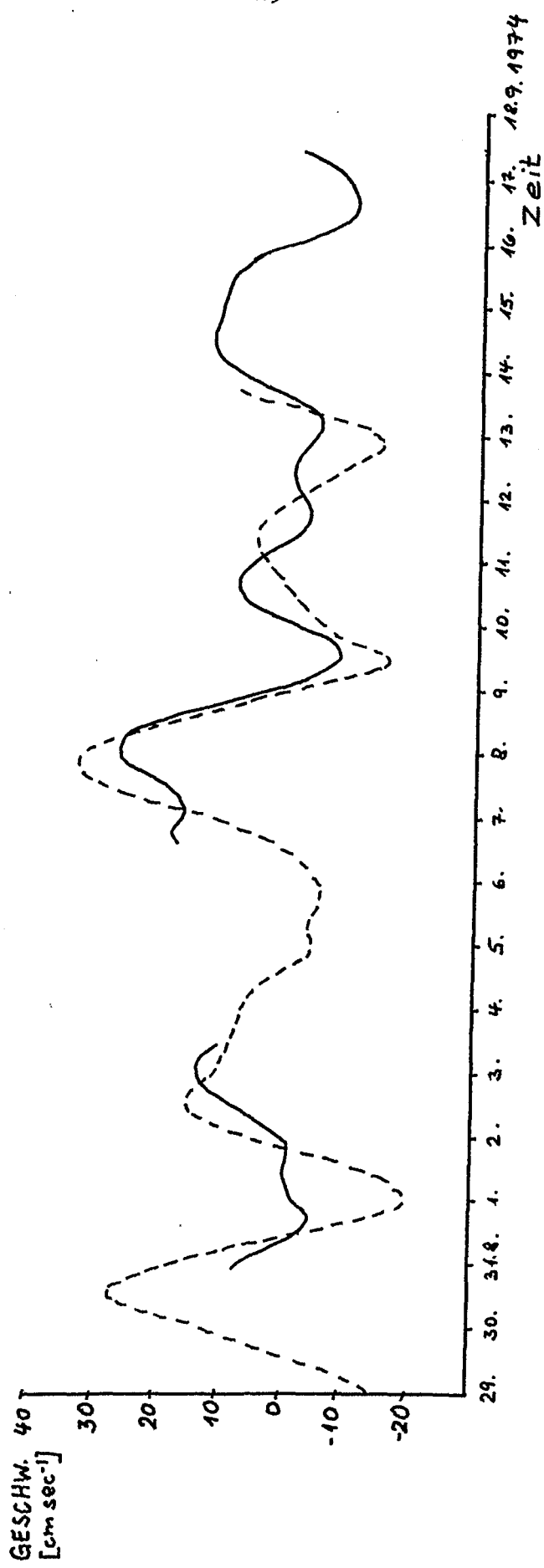


Abb.9 a Vergleich zwischen gemessener (—) und modellierter (---) Strömung in 18 m, u-Komp.

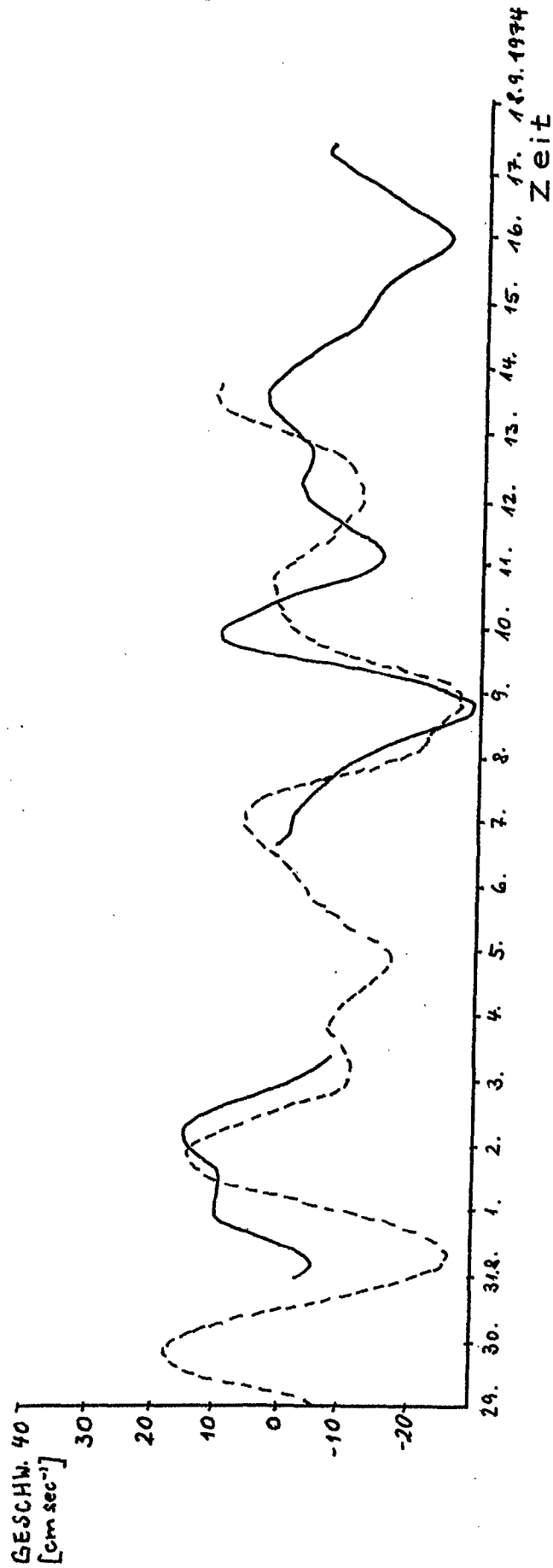
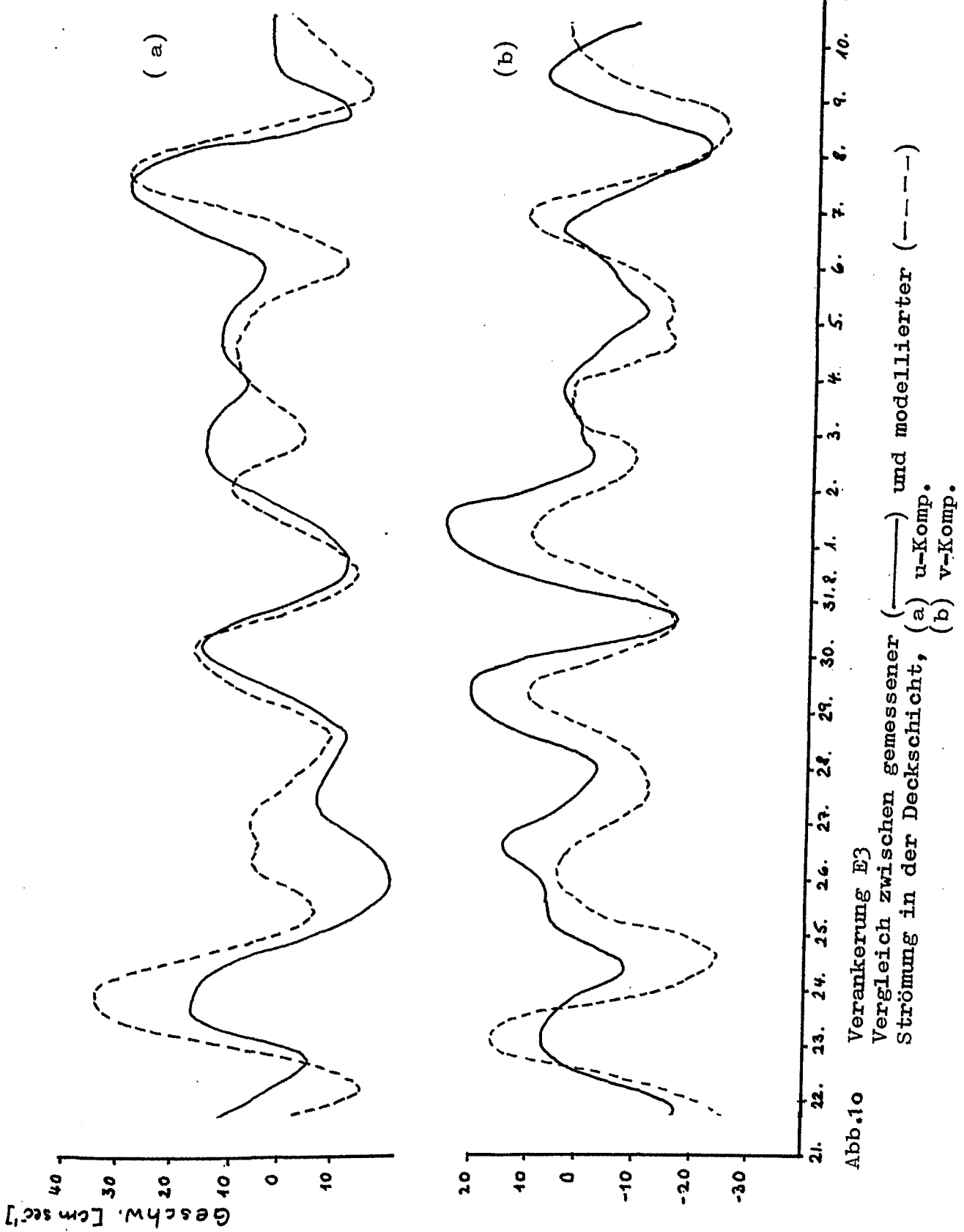


Abb. 9 b Vergleich zwischen gemessener (—) und modellierter (---) Strömung in 18 m, v-Komp.



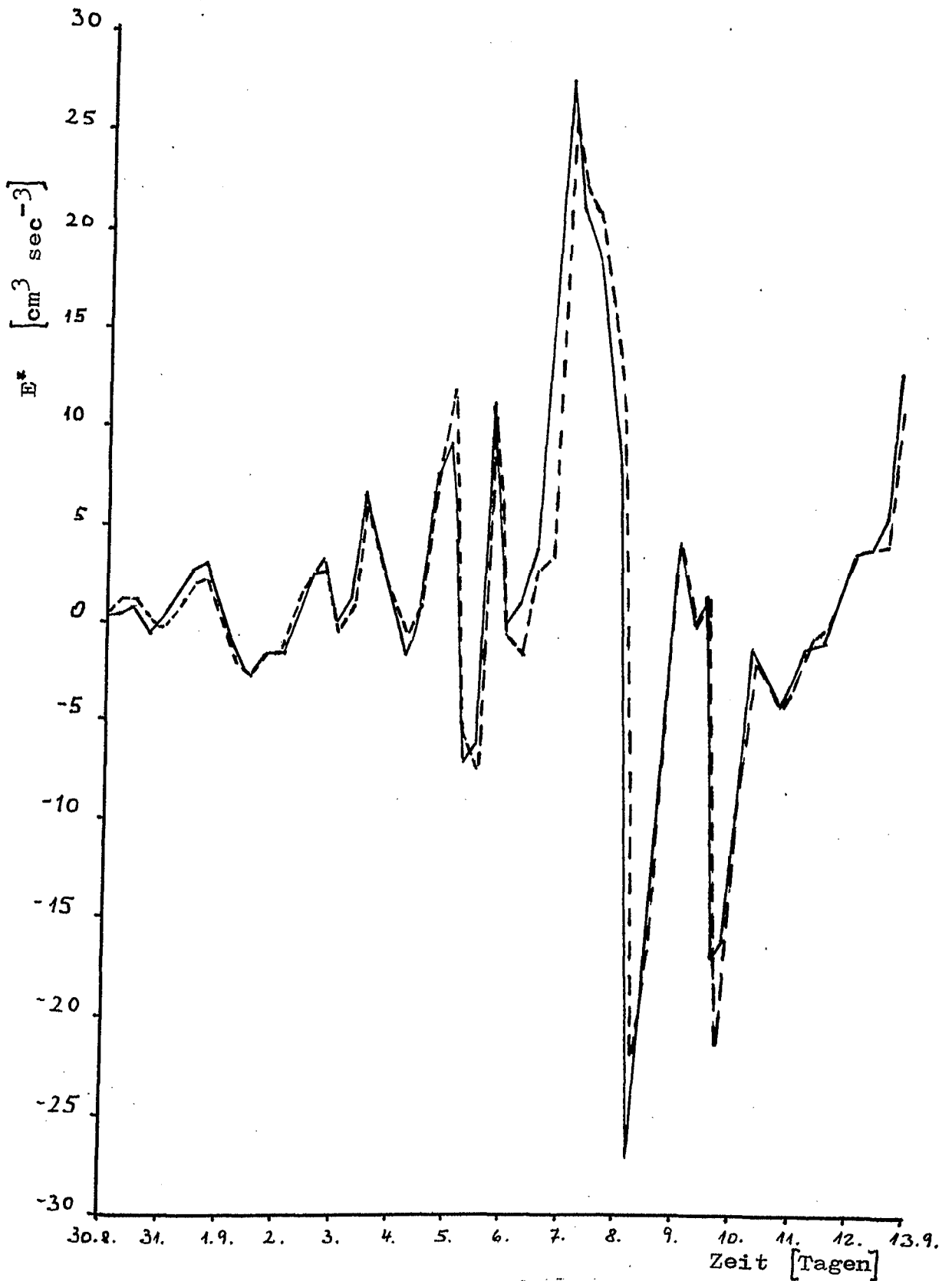


Abb. 11 Energiebalanceterme  $E^*$  mit berechneten Strömungswerten.

Ausgezogene Kurve: Linke Seite von Gl.(2.3.6)

Gestrichelte Kurve: Rechte Seite von Gl.(2.3.6)

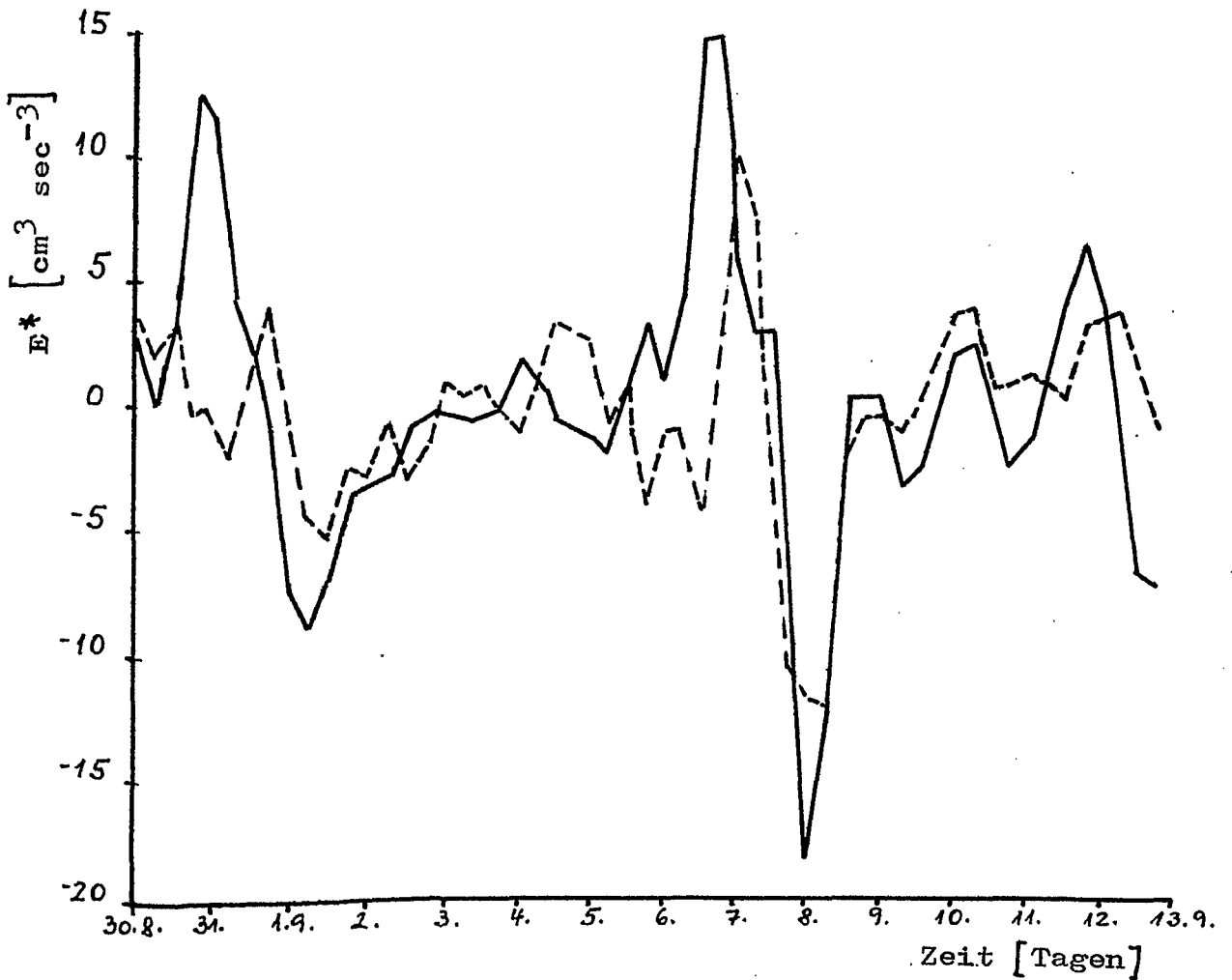


Abb.12 Energiebalanceterme  $E^*$  mit gemessenen Strömungswerten.  
Ausgezogene Kurve: Linke Seite von Gl. (2.3.6)  
Gestrichelte Kurve: Rechte Seite von Gl.(2.3.6)

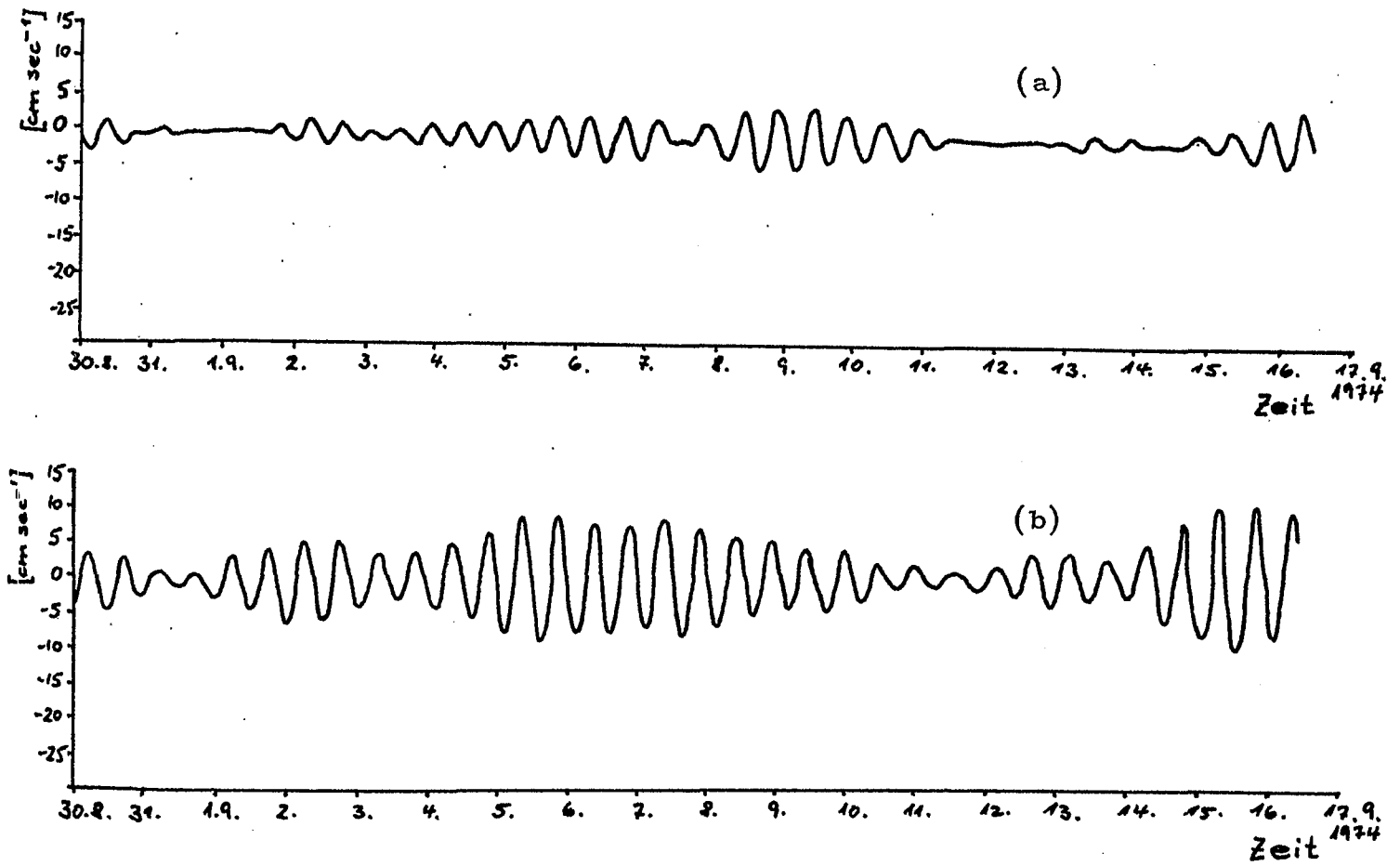


Abb. 13 Gemessene Strömung in 7 m, gezeitenbandpassgefiltert,  
(a) u-Komp., (b) v-Komp.

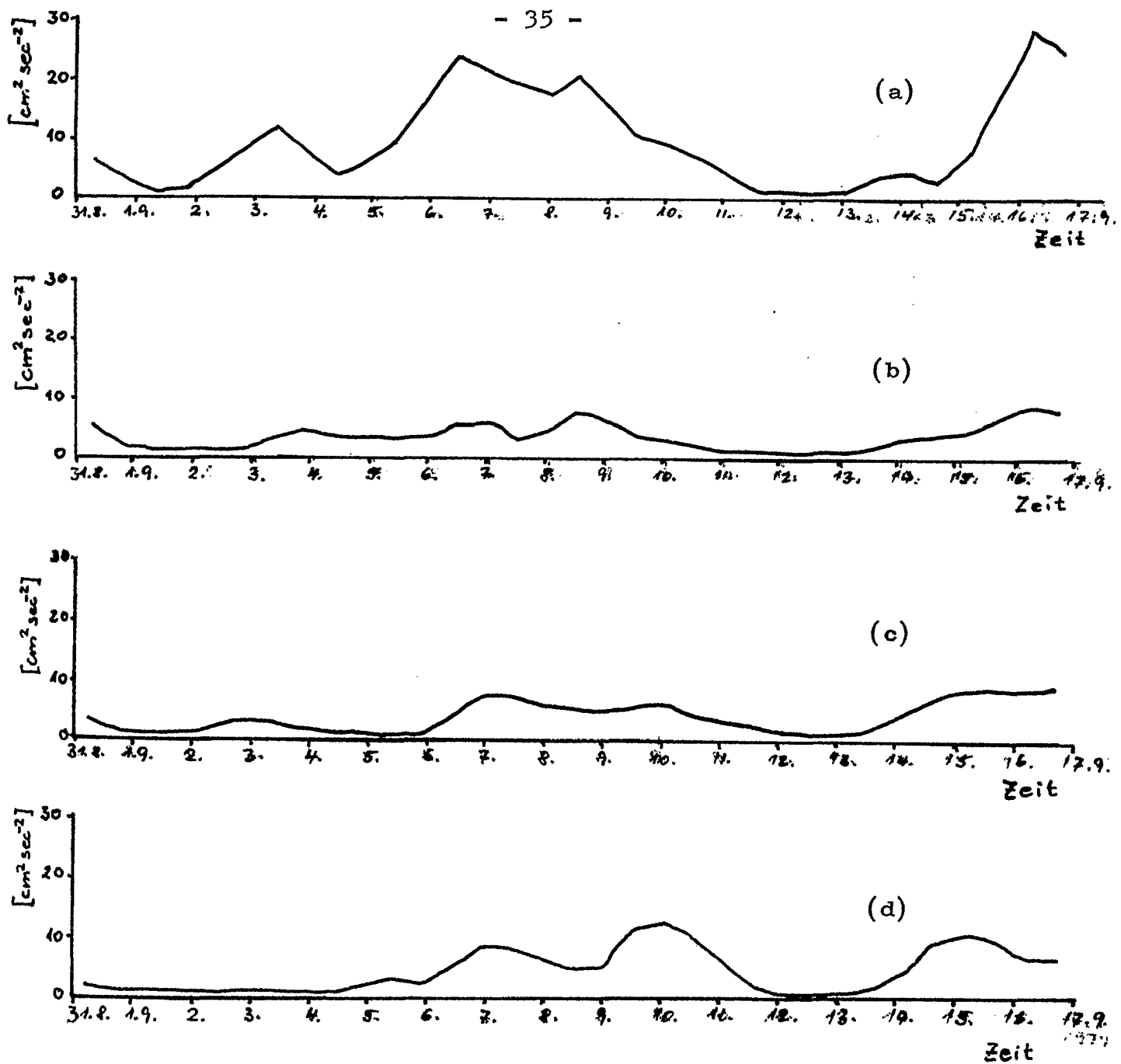
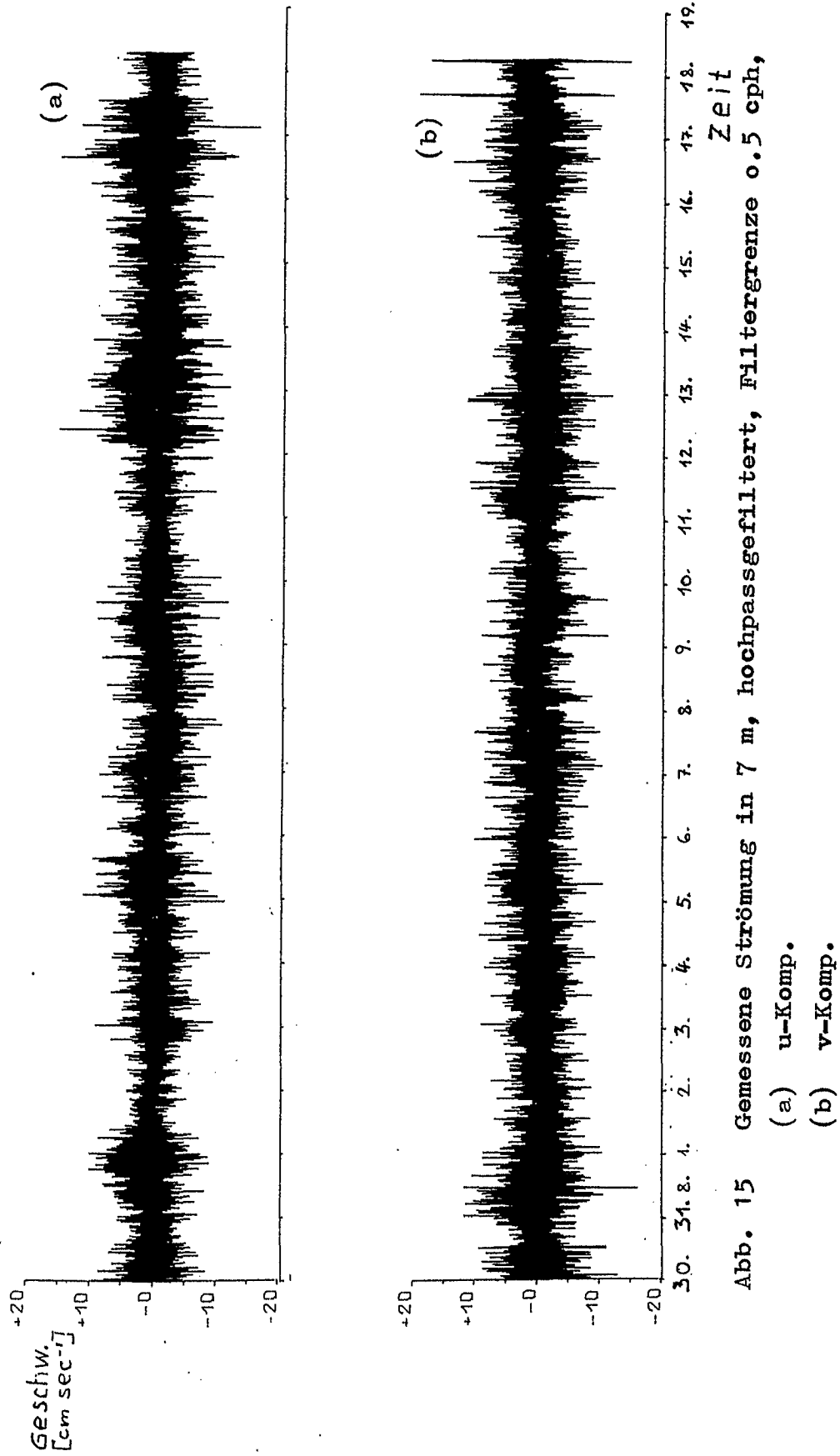


Abb. 14 Kinetische Energie der Gezeitenperiode in

- (a) 7 m
- (b) 40 m
- (c) 45 m
- (d) 51 m





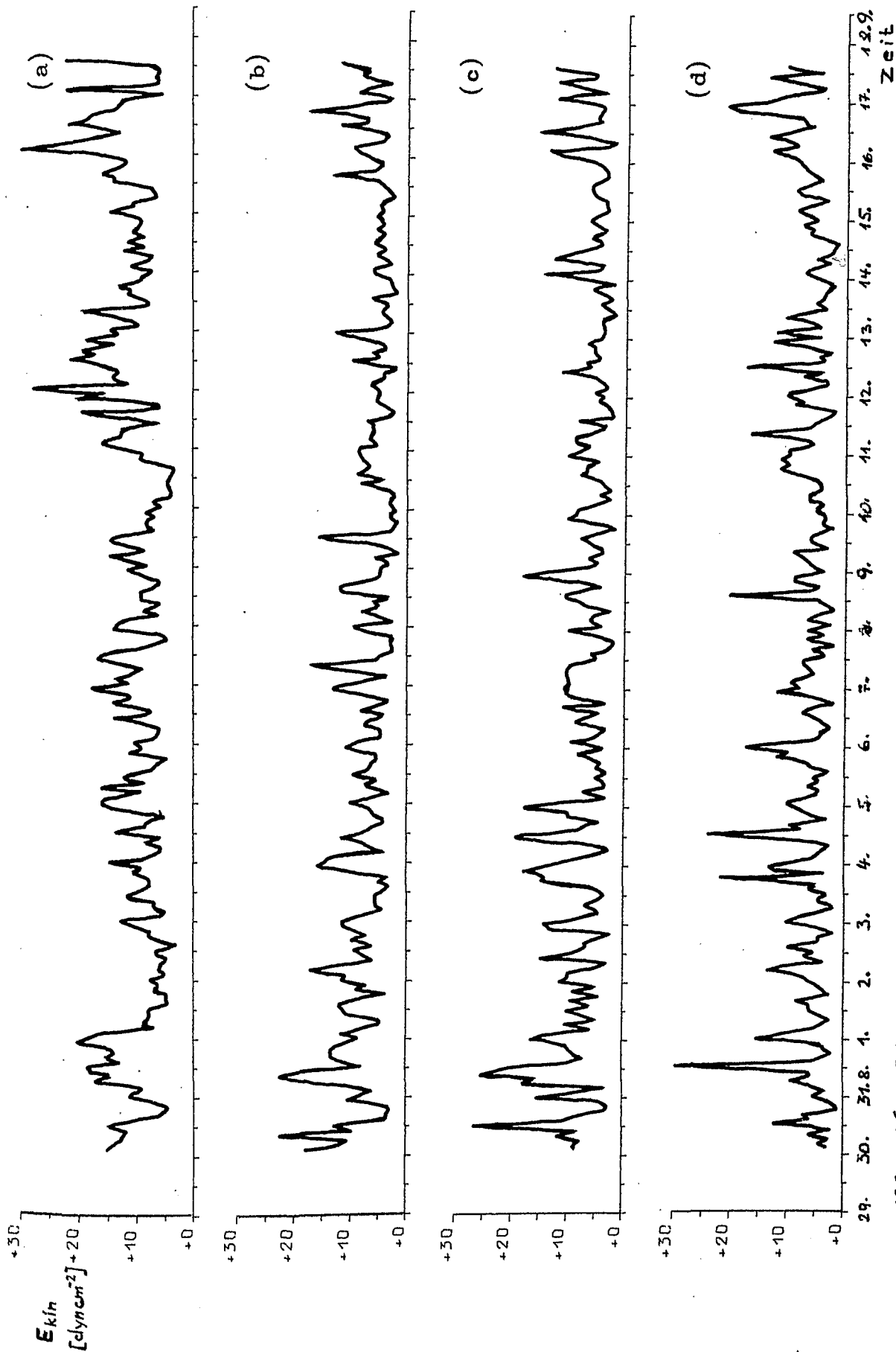


Abb. 16 Kinetische Energie der hochfrequenten internen Wellen in

(a) 7 m, (b) 40 m,  
(c) 45 m, (d) 51 m

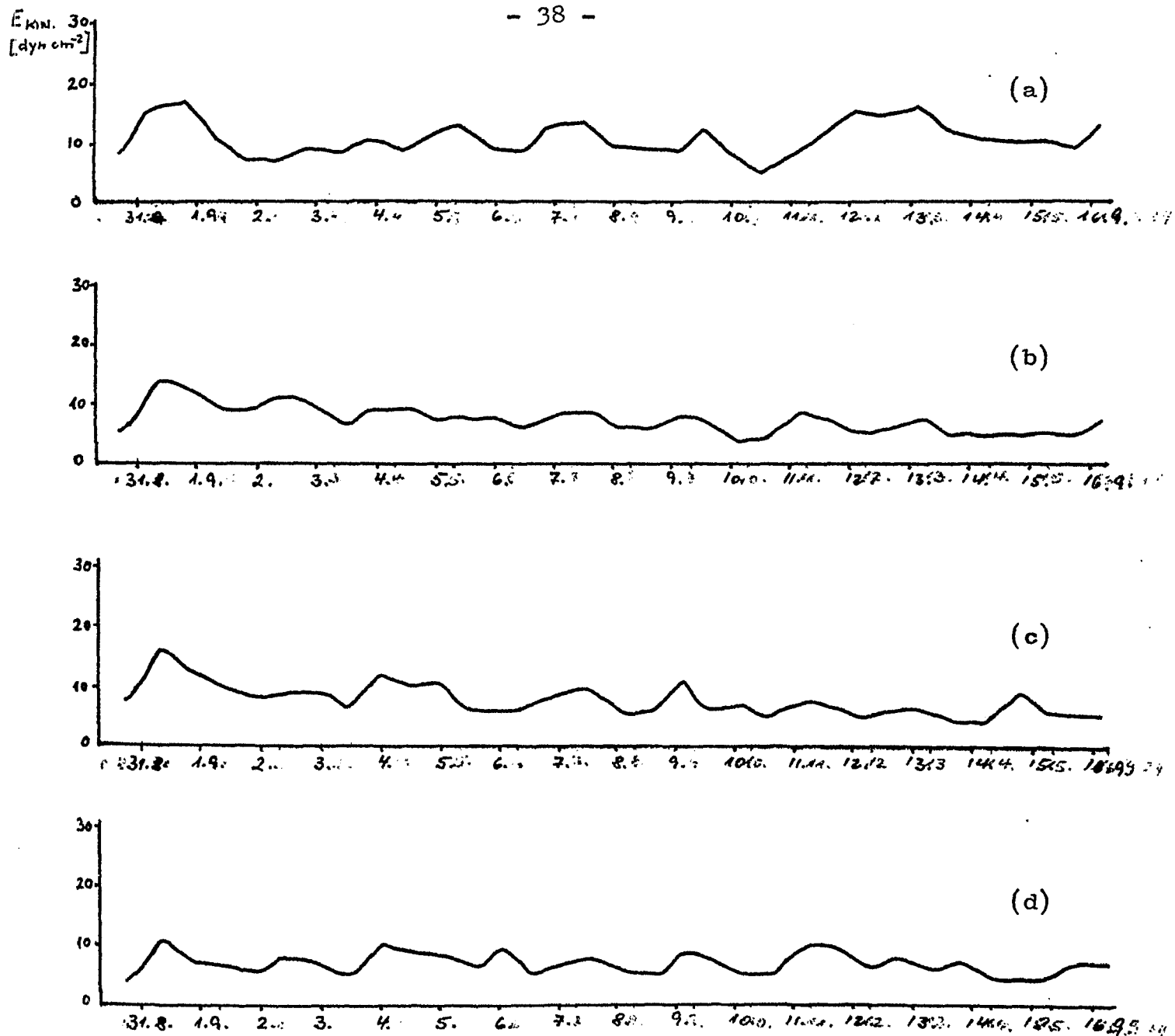


Abb.17 Kinetische Energie der hochfrequenten internen Wellen,  
gemittelt über eine Gezeitenperiode in

- (a) 7 m,
- (b) 40 m,
- (c) 45 m,
- (d) 51 m

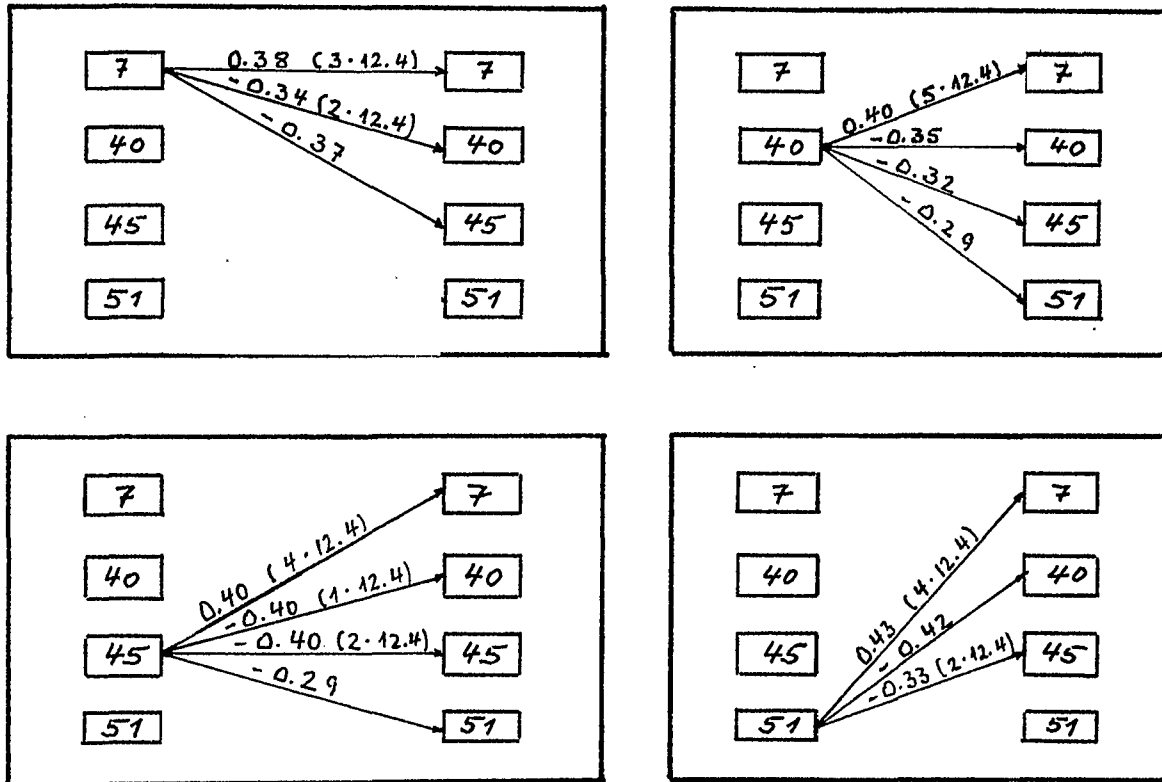


Abb. 18

Signifikante Korrelationen zwischen der kinetischen Energie in Band 2 (linke Spalte) und in Band 3 (rechte Spalte).  
In Klammern: Zeitverschiebung in Stunden

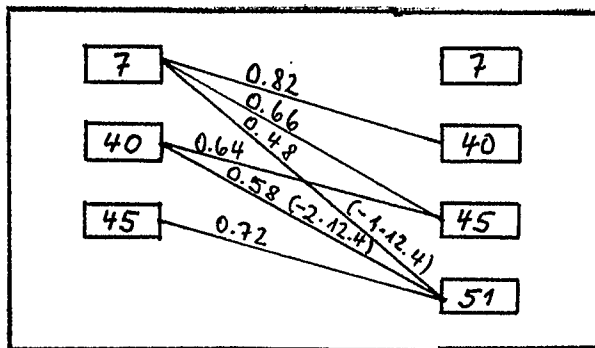


Abb.19a Signifikante Korrelationen der kin. Energie in Band 2 zwischen den einzelnen Niveaus. In Klammern: Zeitverschiebung in Stunden

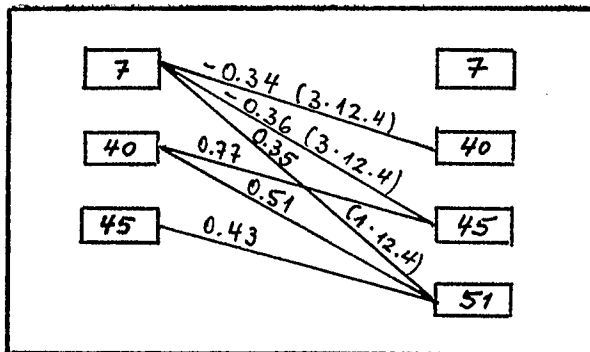


Abb.19b Signifikante Korrelationen der kin. Energie in Band 3 zwischen den einzelnen Niveaus. In Klammern: Zeitverschiebung in Stunden

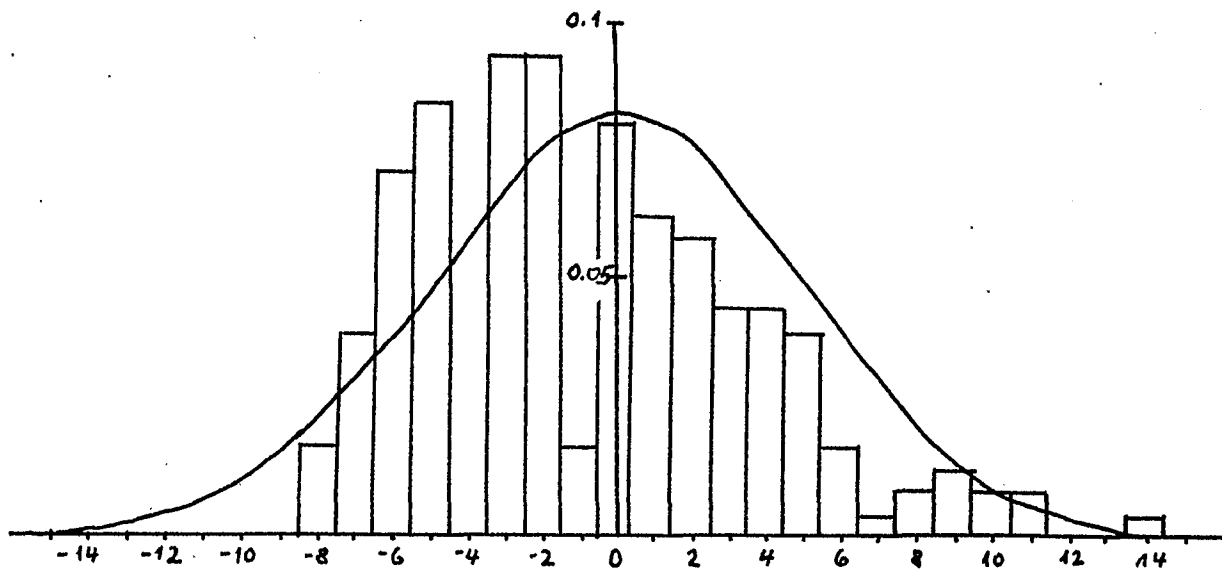


Abb.20 Häufigkeitsverteilung der kin. Energie in Band 3;  
Ausgezogene Linie: Normalverteilung

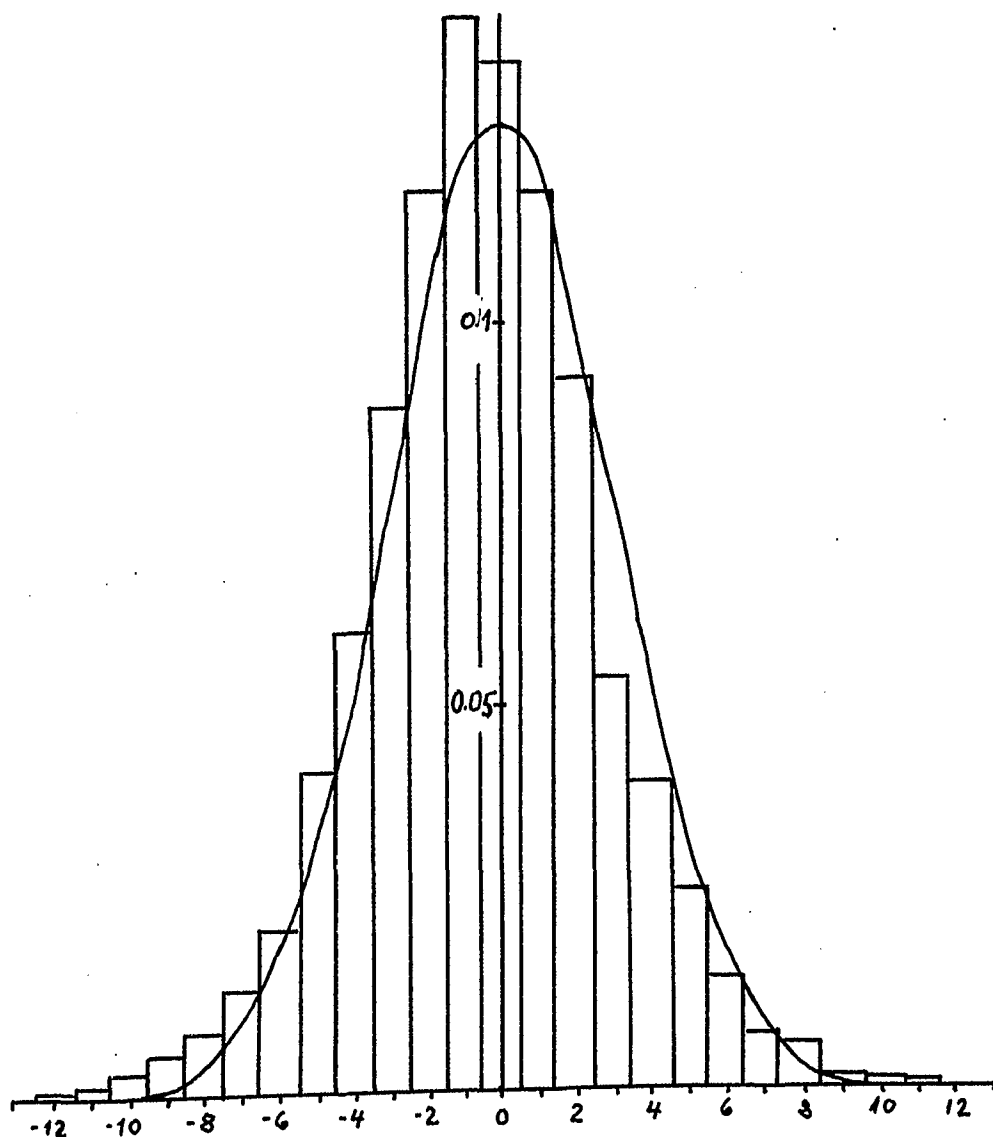


Abb.21 Häufigkeitsverteilung der hochpassgefilterten  
Strömung in der Deckschicht;  
Ausgezogene Linie: Normalverteilung

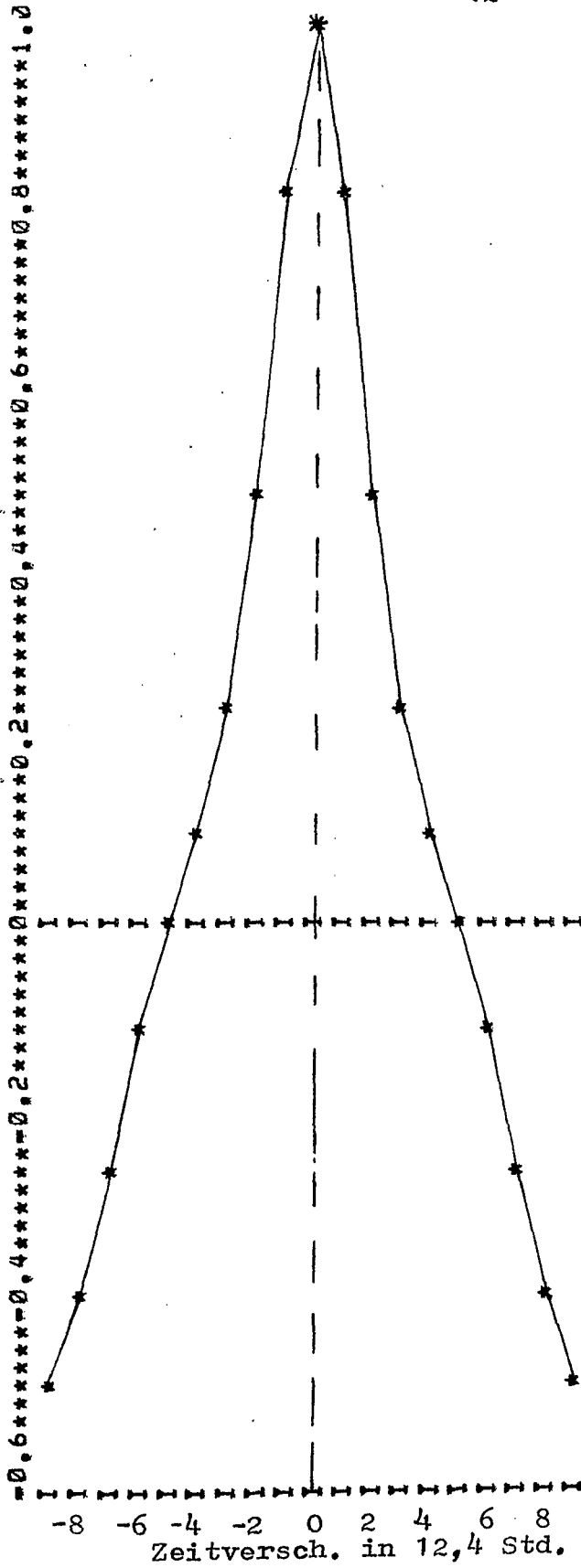


Abb.22

Abb.22: Autokorr.fkt. von  $E_{kin}$  in Bd.2 in 7 m

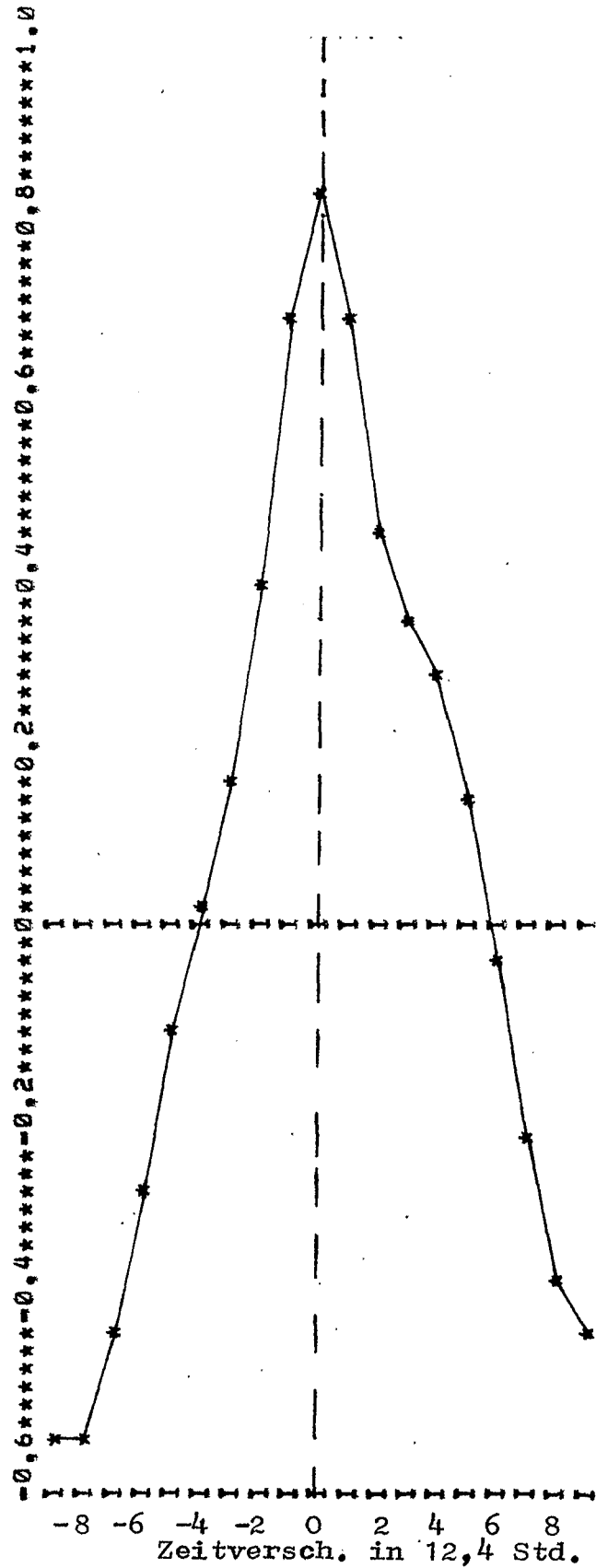


Abb.23

Abb.23: Kreuzkorrekturfkt. von  $E_{kin}$  in Bd.2 zwischen 7 m und 40 m

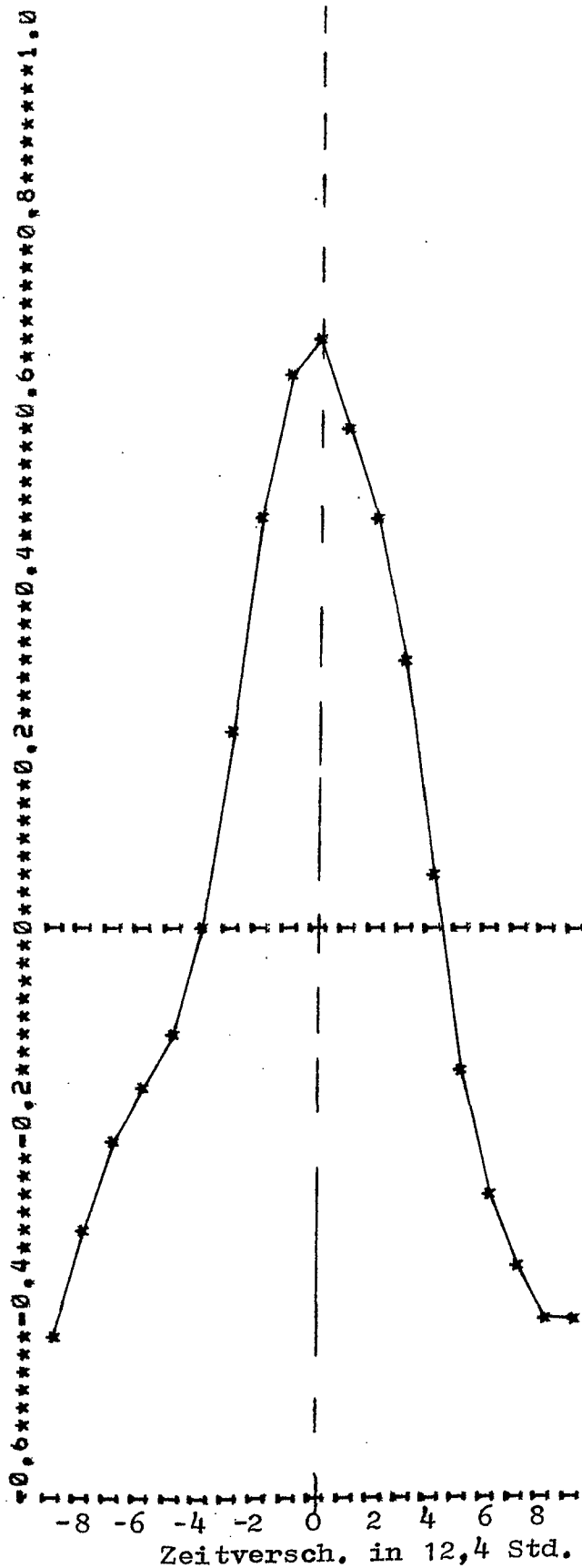


Abb.24

Abb.24: Kreuzkorr.fkt. von  $E_{kin}$  in Bd.2 zwischen 7 m und 46 m

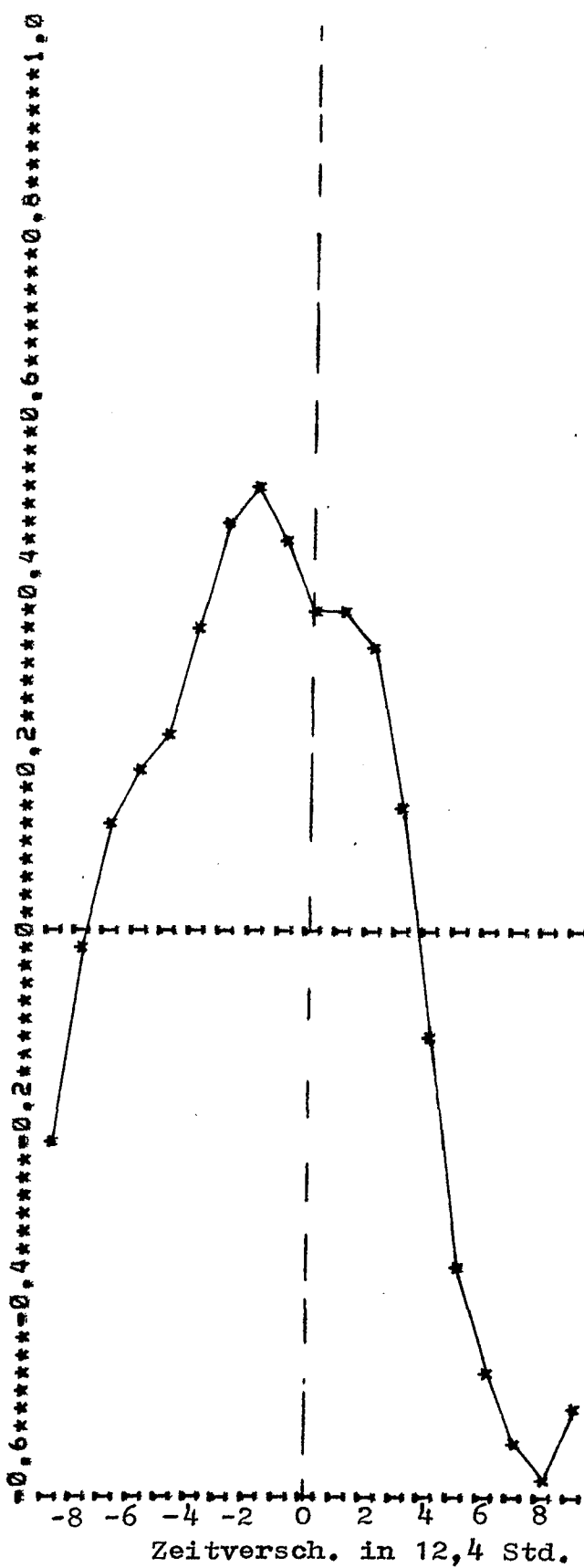
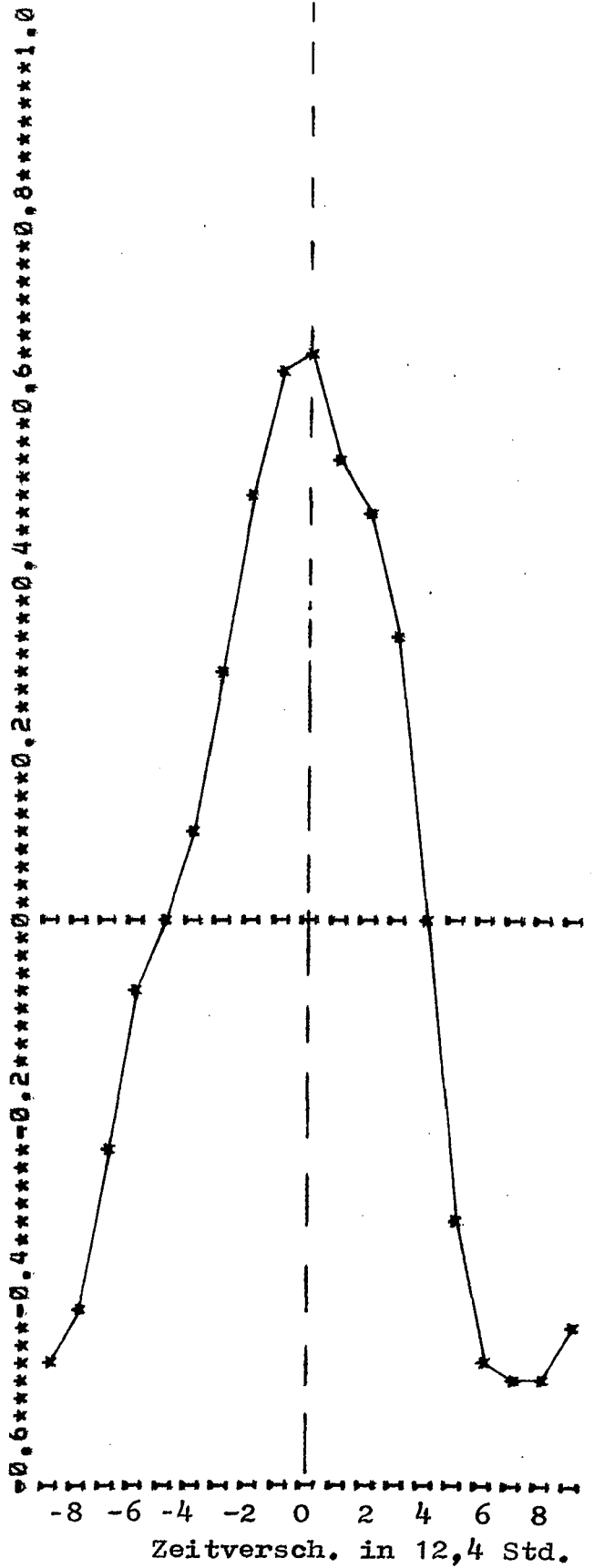
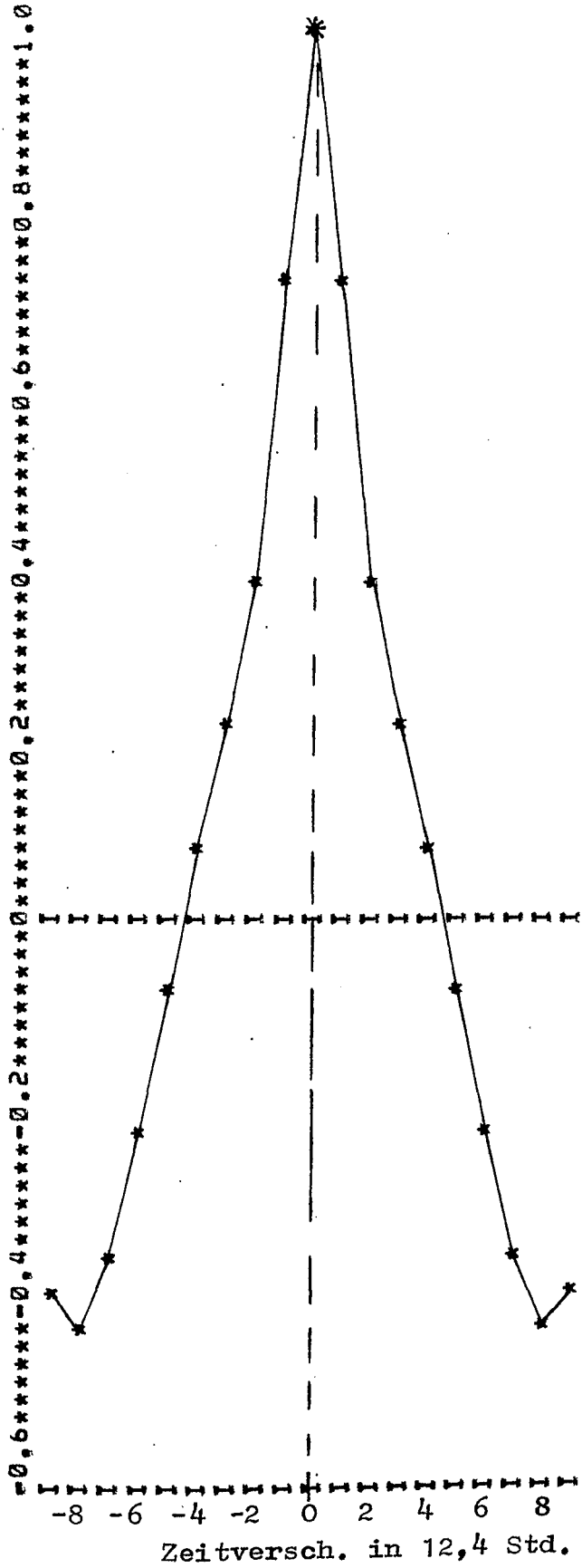


Abb.25

Abb.25: " " " 7 m und 51 m





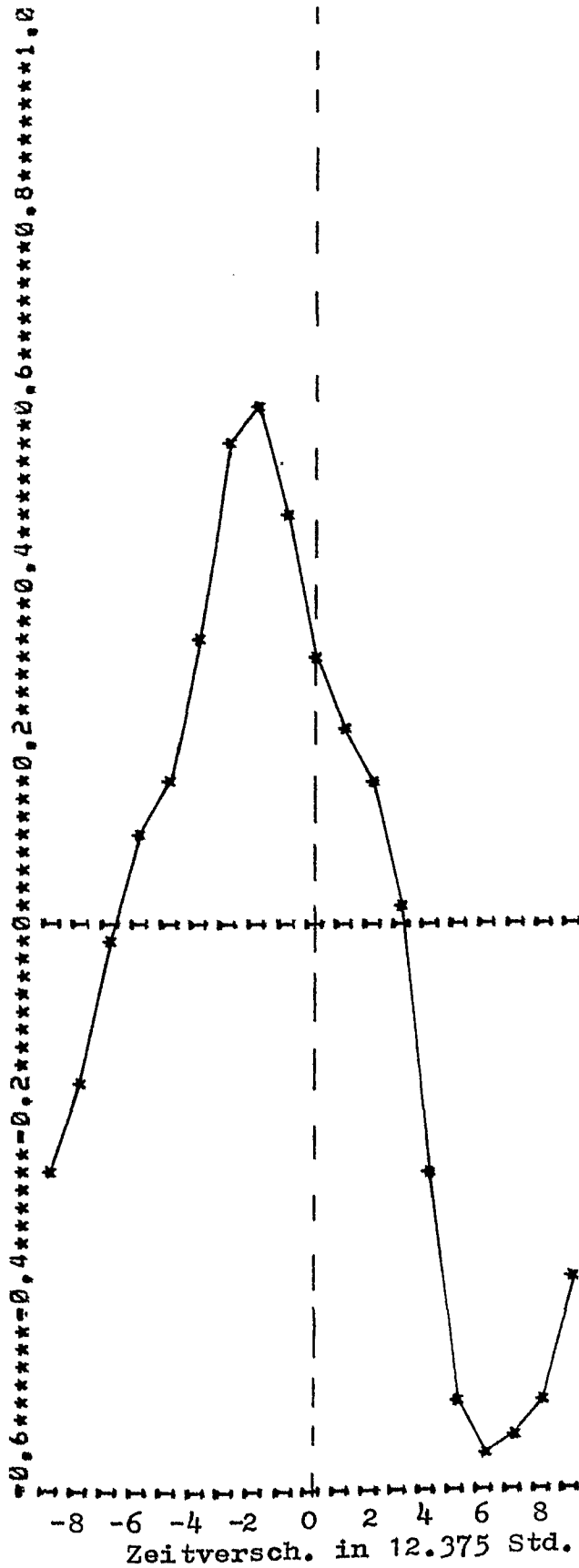


Abb.28

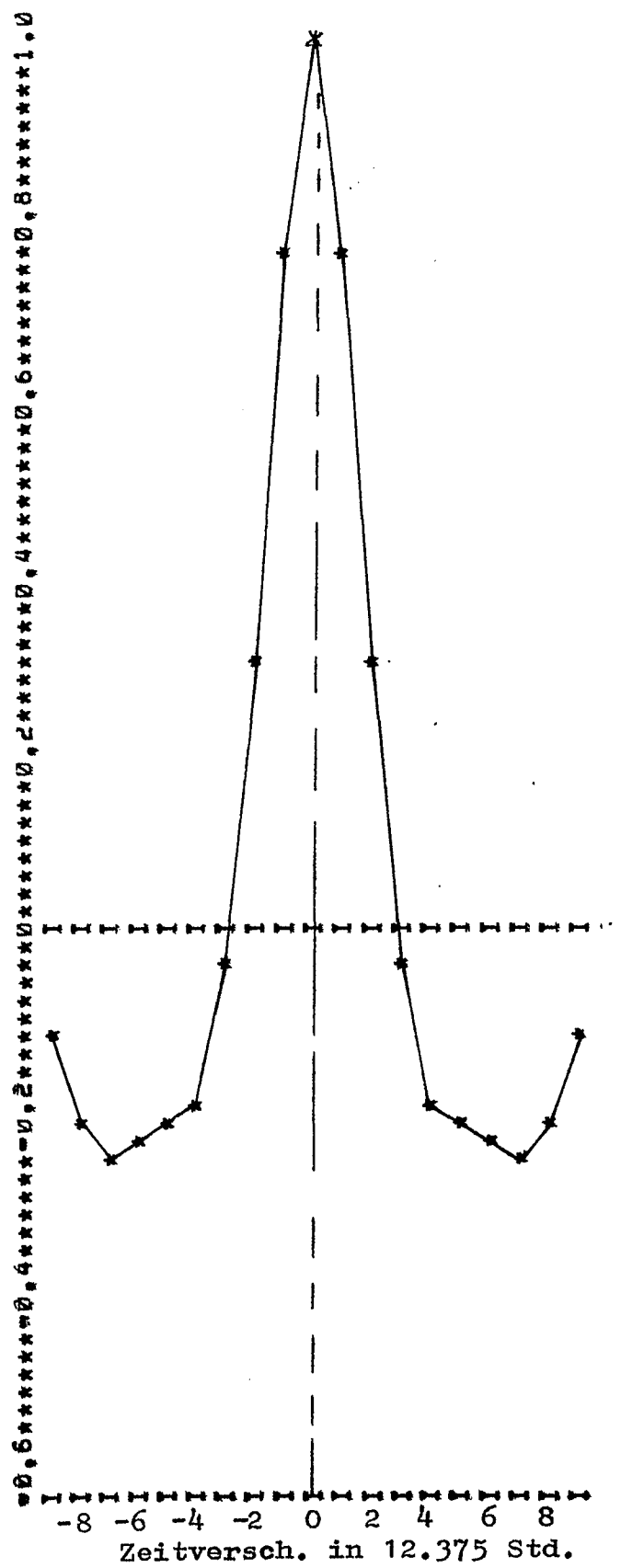


Abb.29

Abb.28: Kreuzkorr.fkt. von  $E_{kin}$  in Bd.2 zwischen 40 m und 51 m

Abb.29: Autokorr.fkt. von  $E_{kin}$  in Bd.2 in 51 m

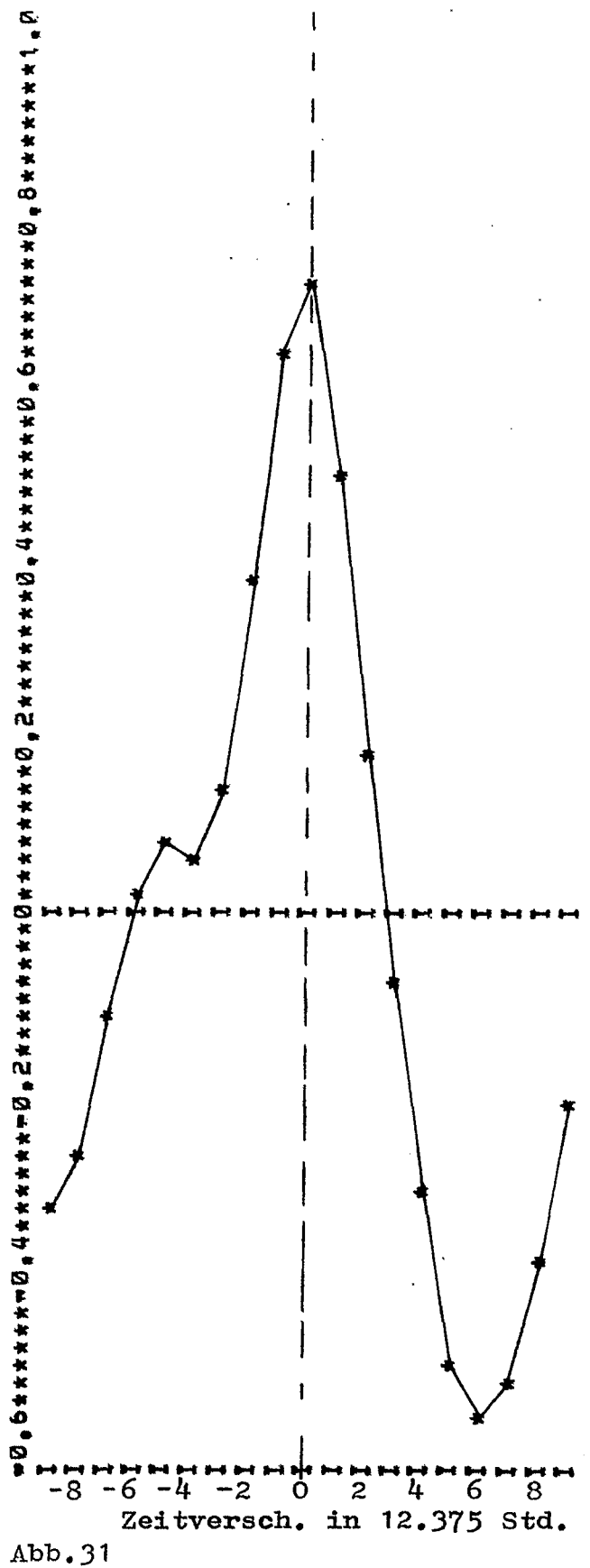
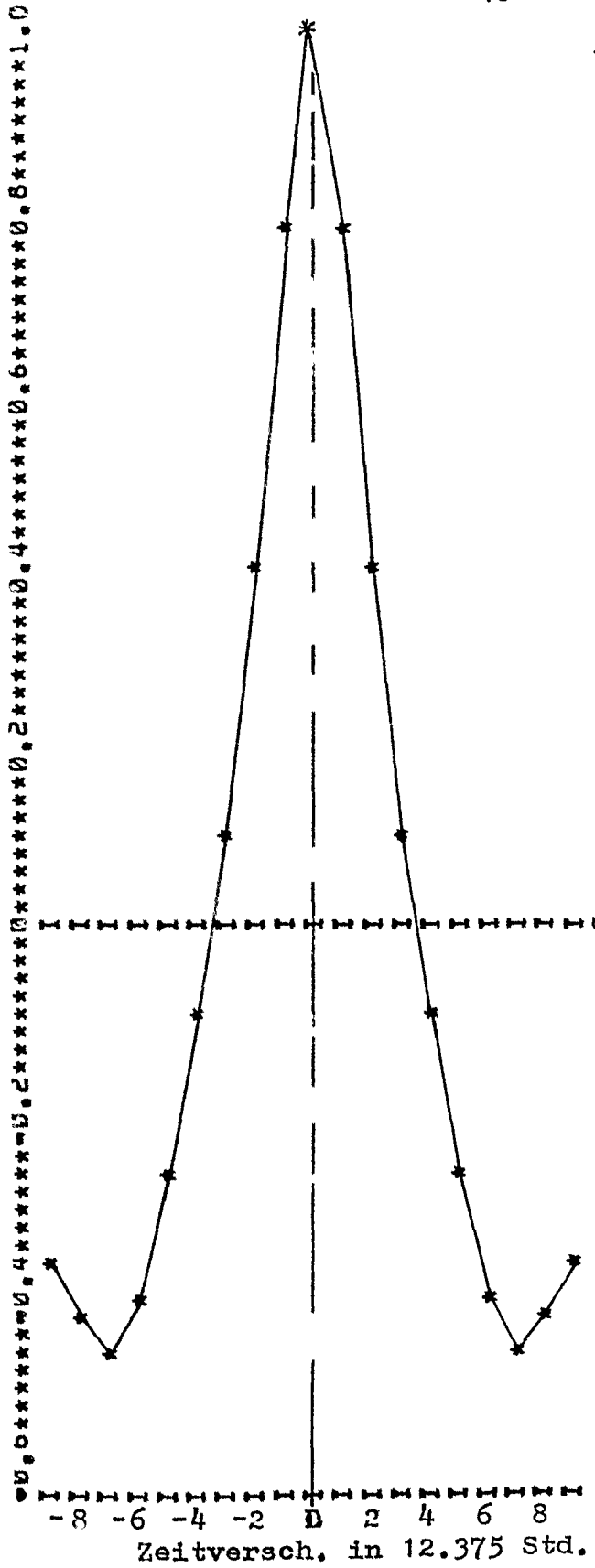


Abb.30: Autokorr.fkt. von  $E_{kin}$  in Bd.2 in 46 m

Abb.31: Kreuzkorr.fkt. von  $E_{kin}$  in Bd.2 zwischen 46 m und 51 m

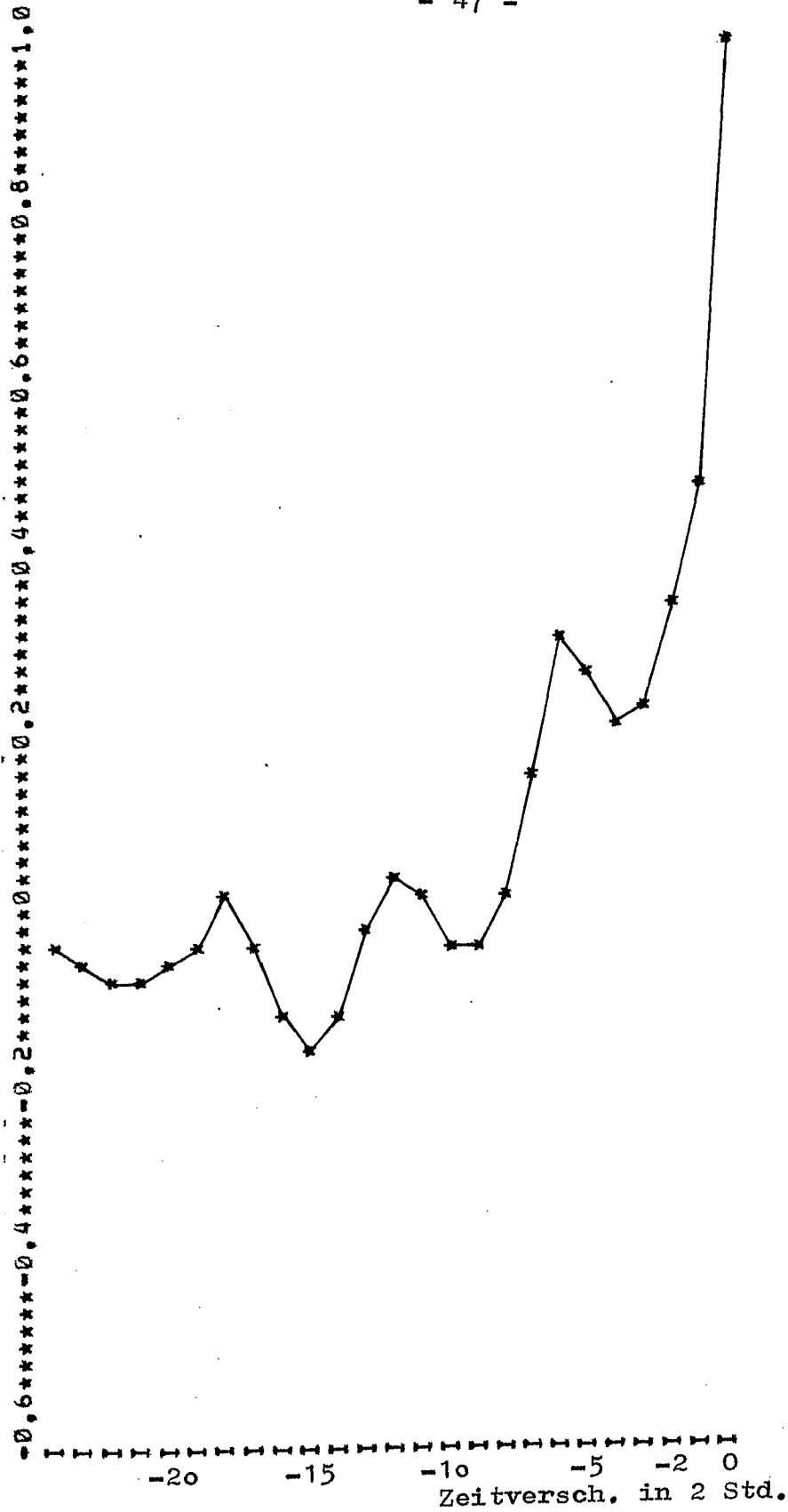


Abb.32

Autokorrelationsfunktion von  $E_{kin}$  in Bd.3 in 7 m

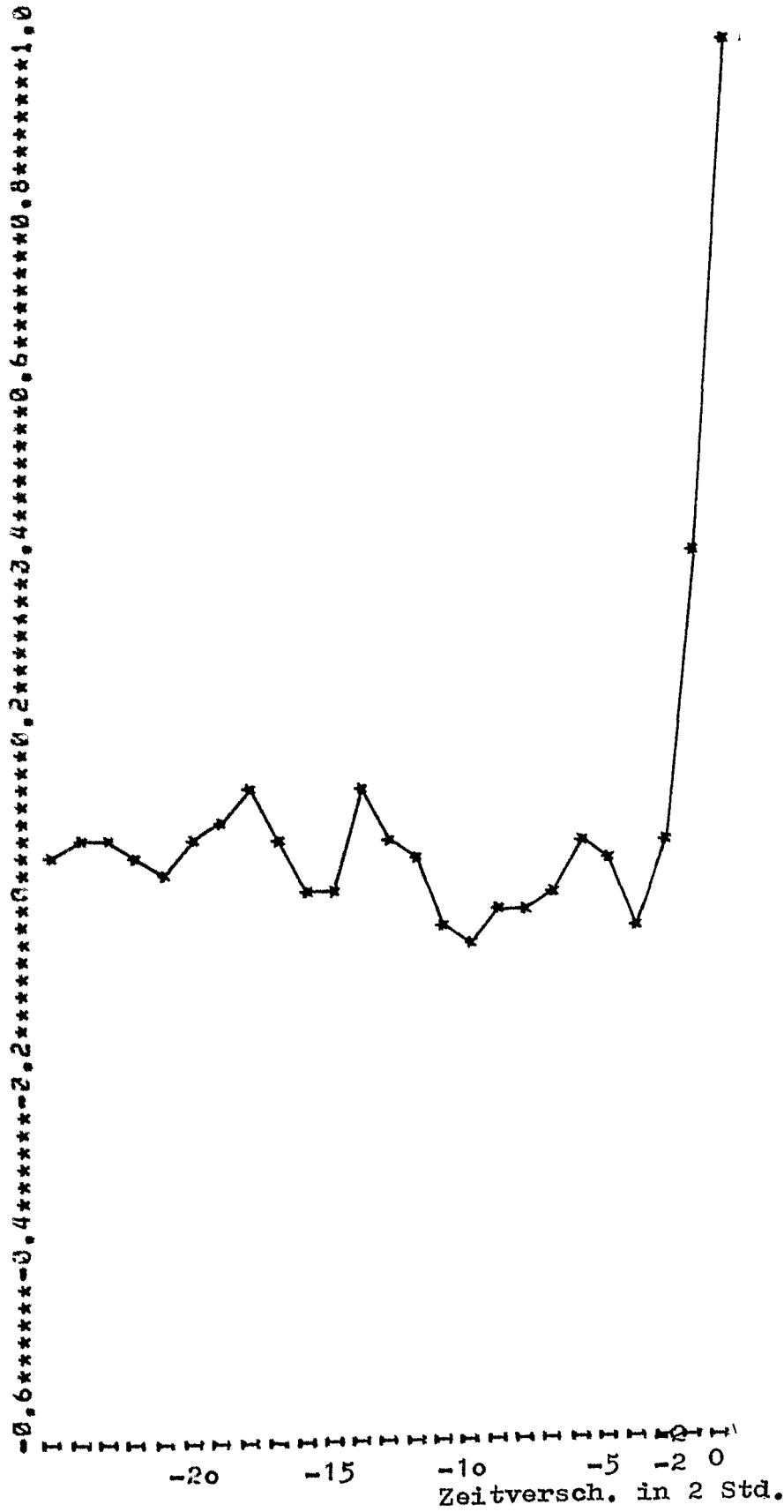


Abb.33

Autokorrelationsfunktion von  $E_{kin}$  in Bd.3 in 40 m

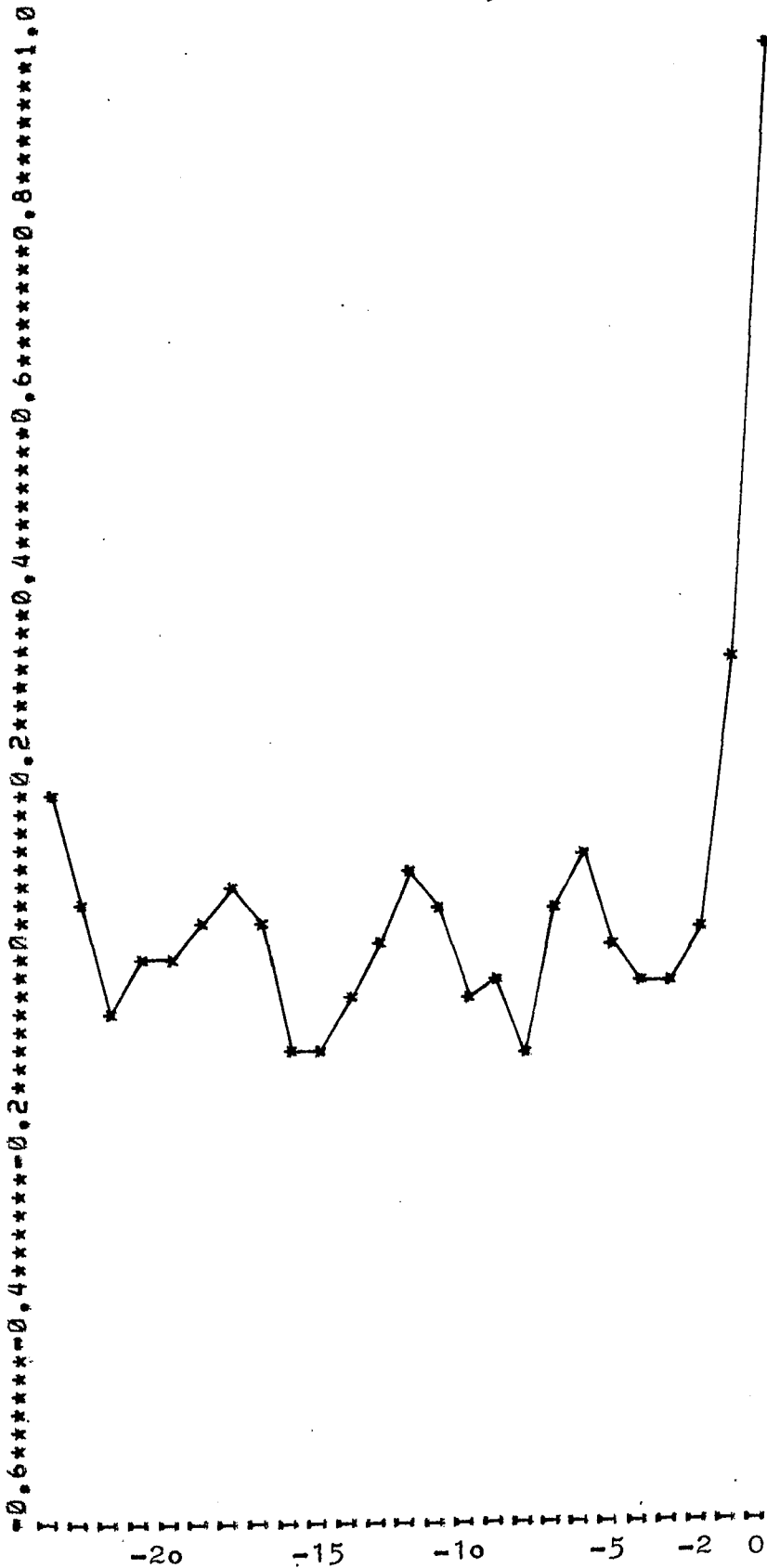


Abb.34

Autokorrelationsfunktion von  $E_{kin}$  in Bd.3 in 46 m

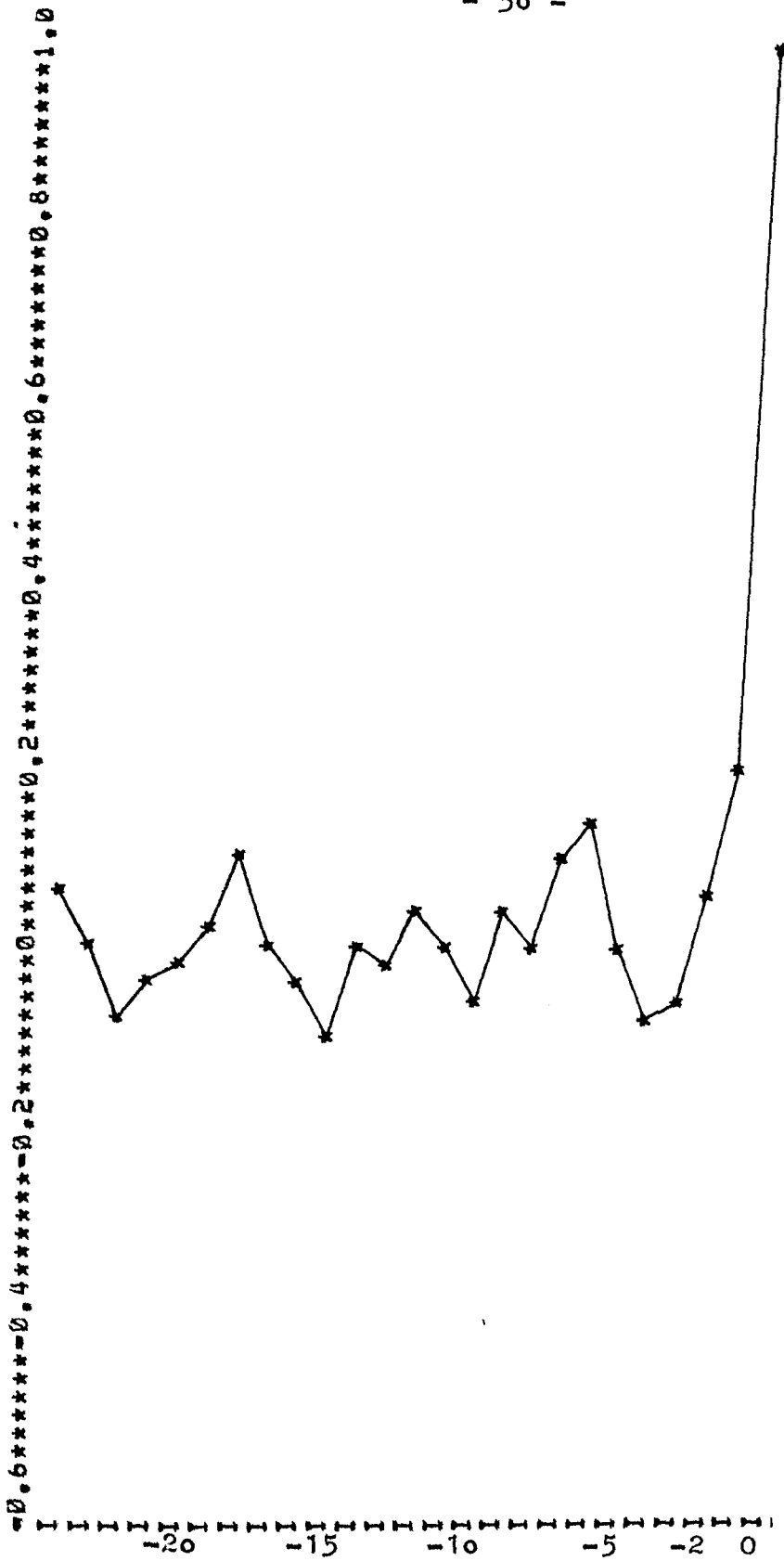
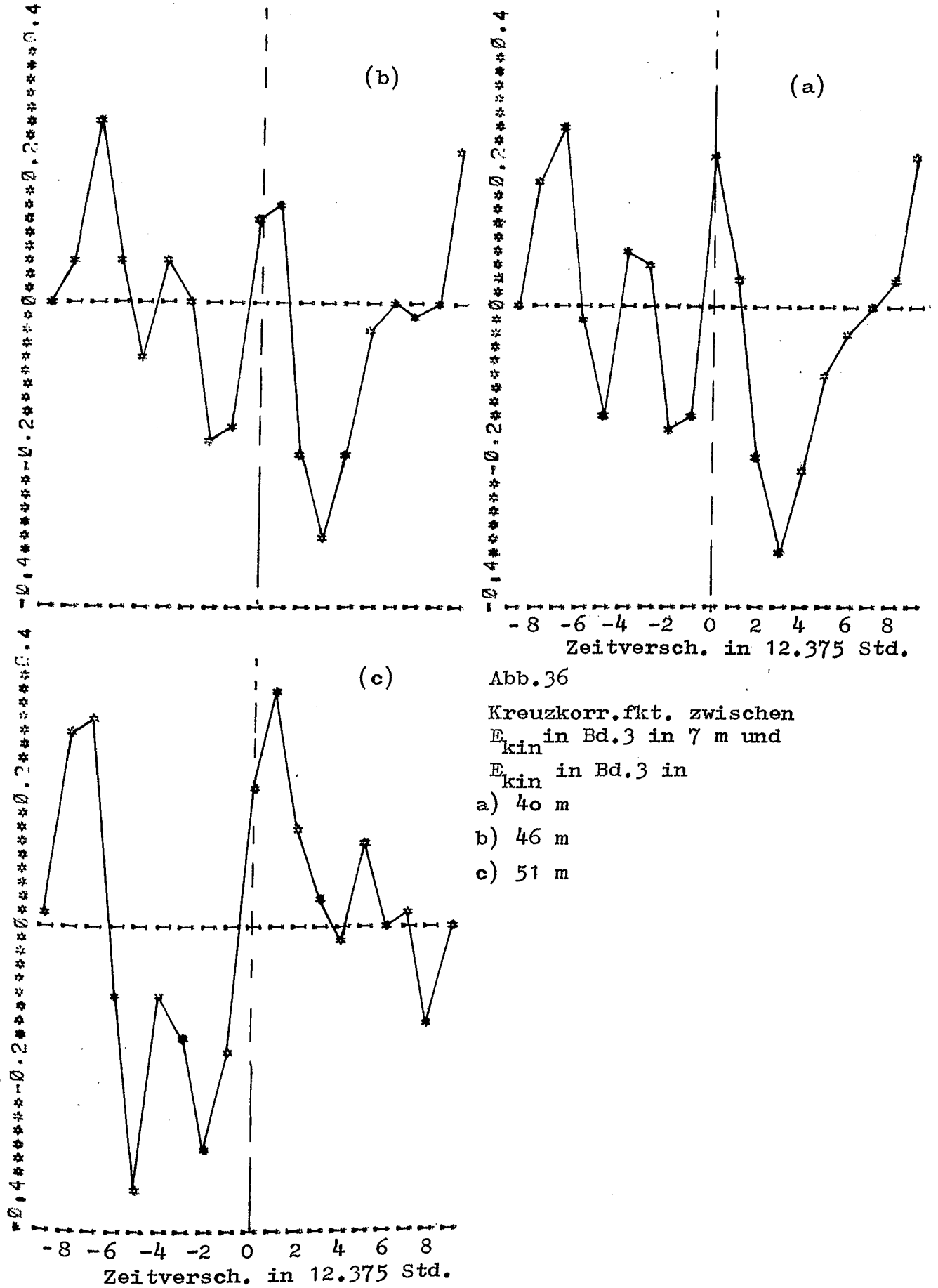


Abb.35

Autokorrelationsfunktion von  $E_{kin}$  in Bd.3 in 51 m





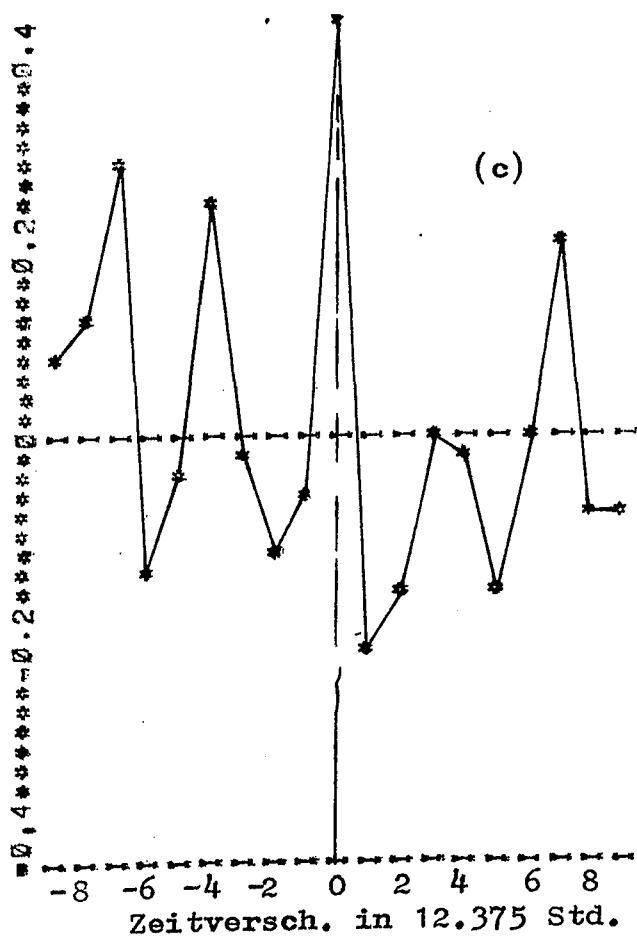
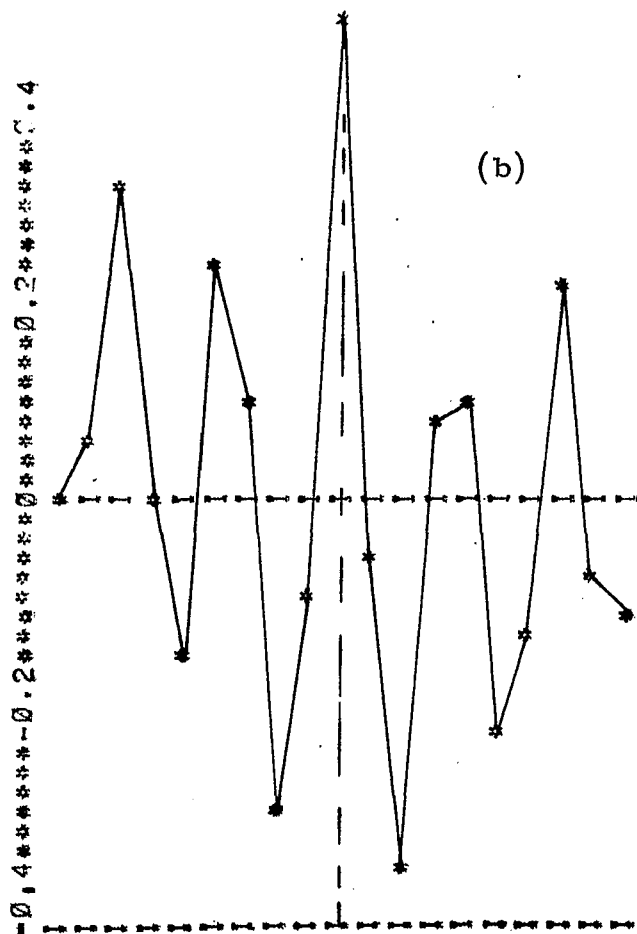
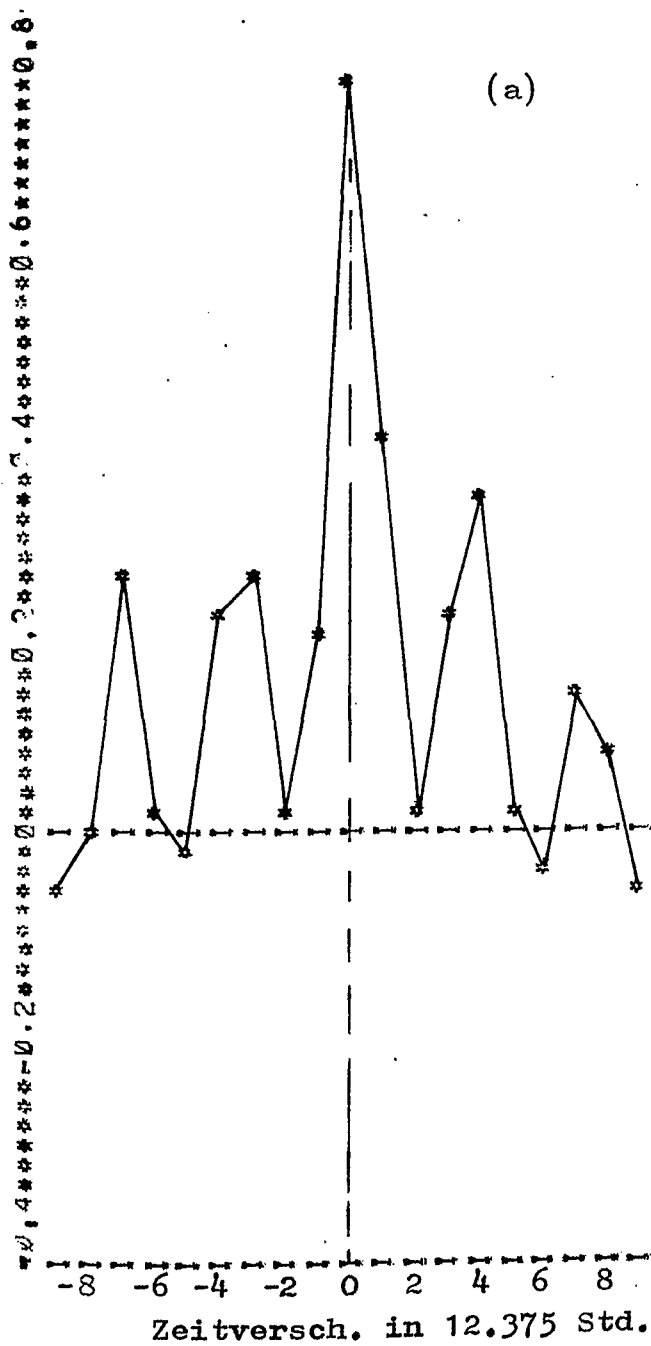


Abb.37a,b:

Kreuzkorr.fkt. zwischen  
 $E_{kin}$  in Bd.3 in 40 m und  
 $E_{kin}$  in Bd.3 in

a) 46 m

b) 51 m

Abb.37c:

Kreuzkorr.fkt. zwischen  
 $E_{kin}$  in Bd.3 in 46 m und 51 m

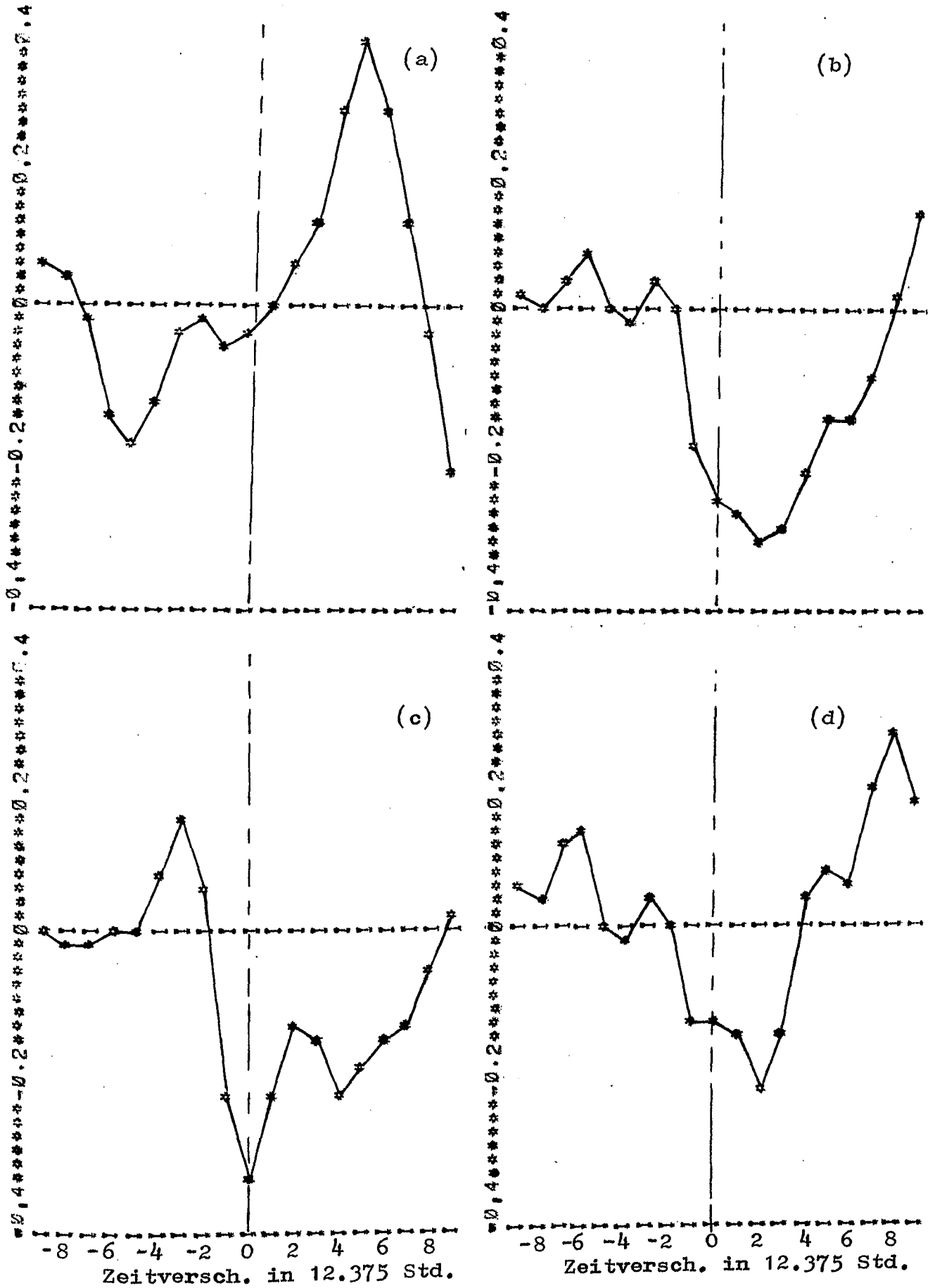


Abb.38  
Kreuzkorrelationsfunktion zwischen  $E_{kin}$  in Bd.2 in 7 m und  $E_{kin}$  in Bd.3 in a) 7 m  
b) 40 m  
c) 46 m  
d) 51 m

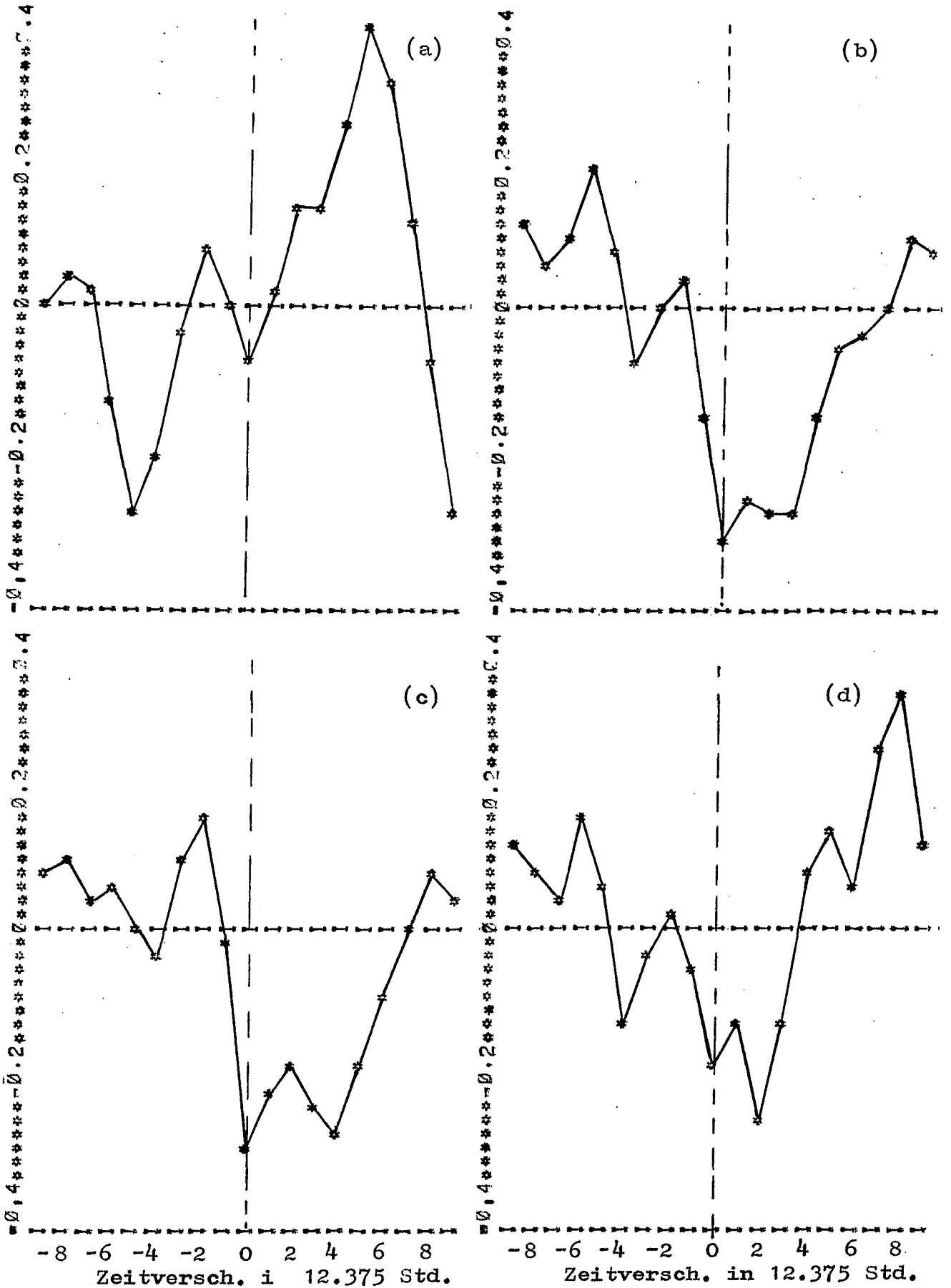


Abb. 39

Kreuzkorrelationsfunktion zwischen  $E_{kin}$  in Bd. 2 in 40 m und  $E_{kin}$  in Bd. 3 in

|    |      |
|----|------|
| a) | 7 m  |
| b) | 40 m |
| c) | 46 m |
| d) | 51 m |

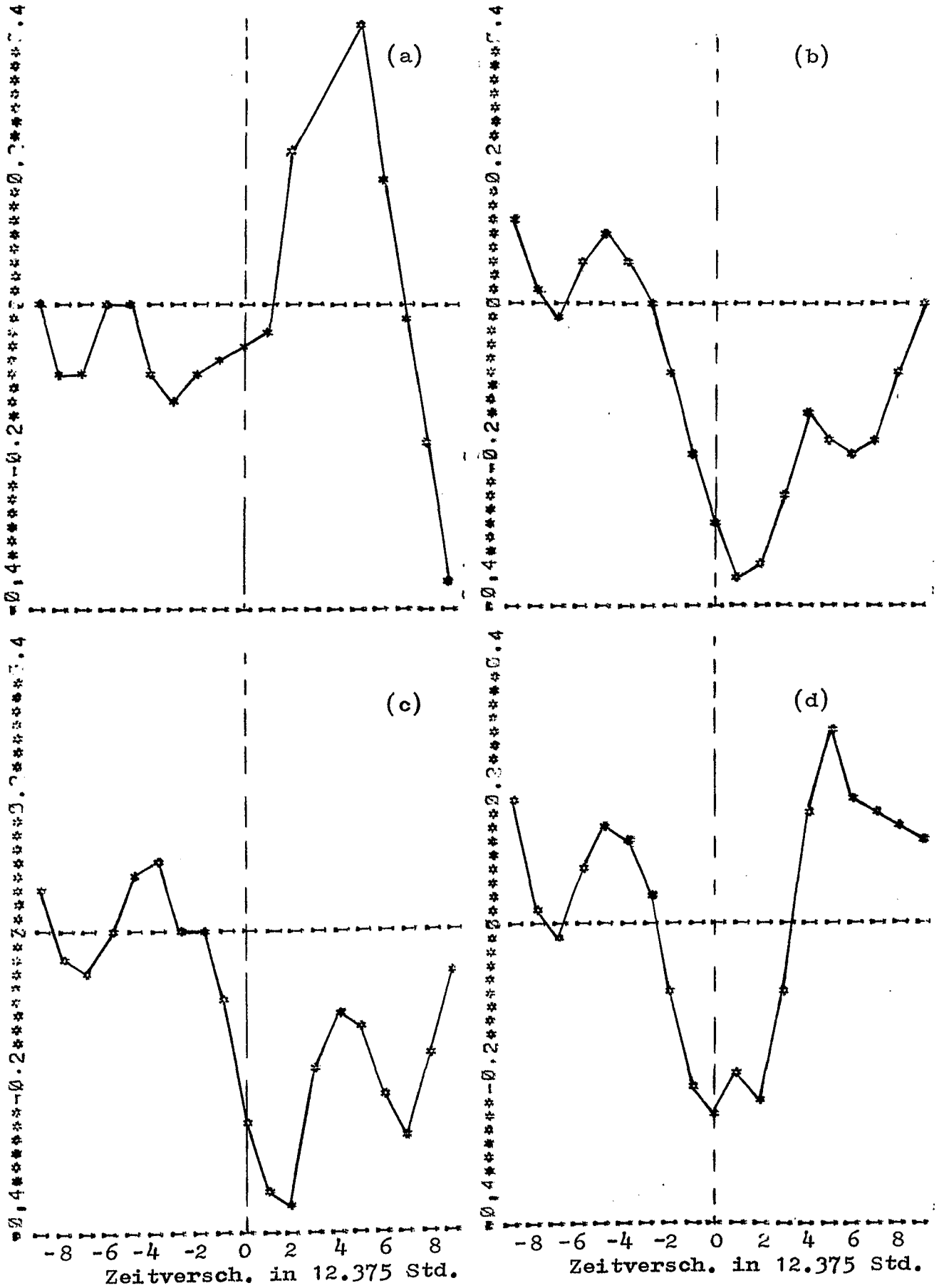


Abb.40  
Kreuzkorrelationsfunktion zwischen  $E_{kin}$  in Bd.2 in 46 m und  
 $E_{kin}$  in Bd.3 in a) 7 m  
b) 40 m  
c) 46 m  
d) 51 m

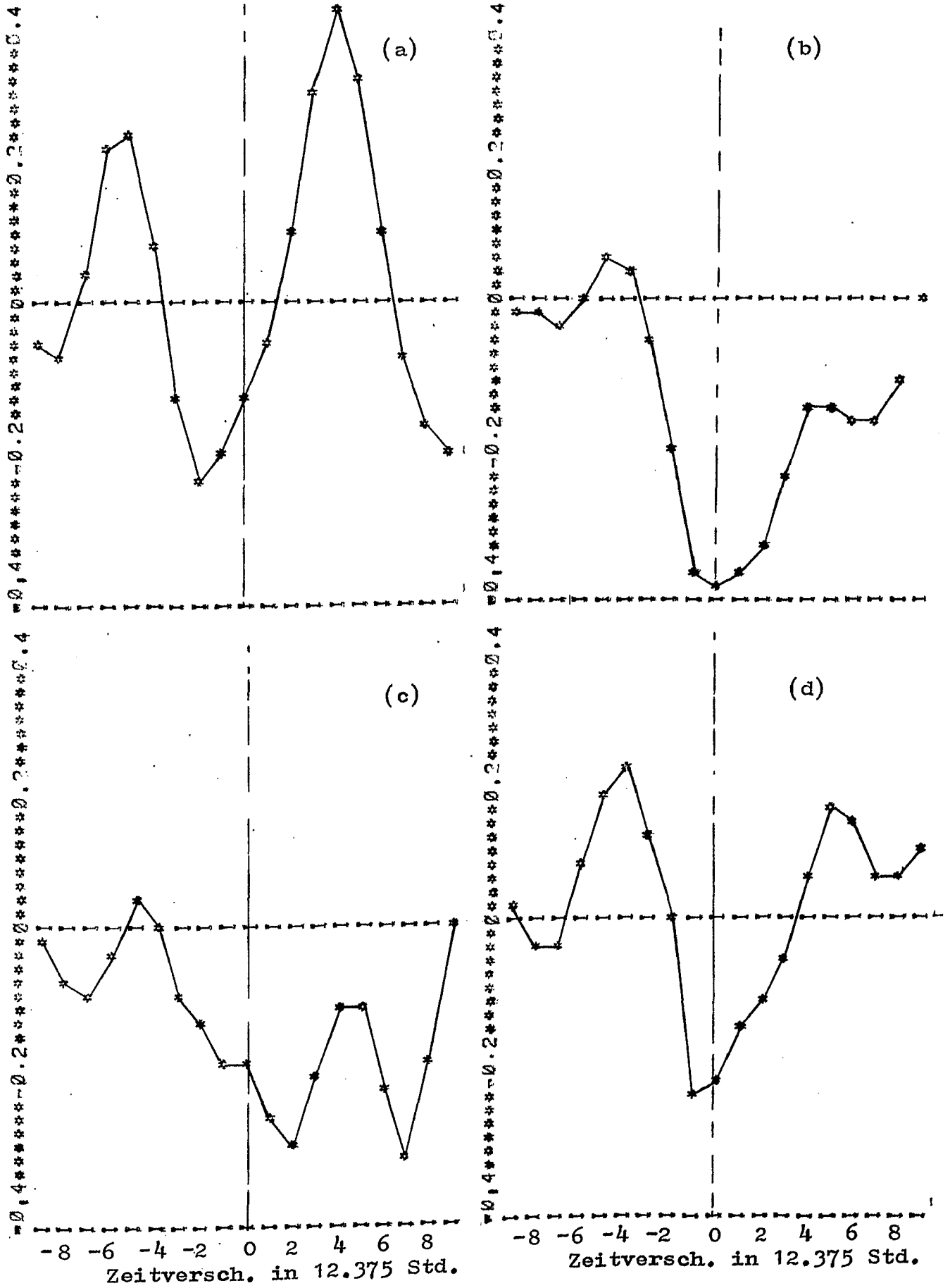


Abb.41  
Kreuzkorrelationsfunktion zwischen  $E_{kin}$  in Bd.2 in 51 m und  
 $E_{kin}$  in Bd.3 in a) 7 m  
b) 40 m  
c) 46 m  
d) 51 m

Tab.1 - 3: Maxima der Korrelationskoeffizienten

Bei pos.  $\Delta t$  ist die Energie in den waagerecht aufgeführten Tiefen gegenüber den senkrecht aufgeführten um  $\Delta t \times 12,4$  Stunden zeitverschoben.

Tabelle 1: Korr. der kin. Energie in Band 2 untereinander

| Tiefe<br>[m] | 7<br>$R_{\max} \Delta t$ | 40<br>$R_{\max} \Delta t$ | 45<br>$R_{\max} \Delta t$ | 51<br>$R_{\max} \Delta t$ |
|--------------|--------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| 7            | 1                        |                           |                           |                           |
| 40           | pos. 0                   | 1                         |                           |                           |
| 45           | pos. 0                   | pos. 0                    | 1                         |                           |
| 51           | pos. 0                   | pos. 0                    | pos. 0                    | 1                         |

Tabelle 2: Korr. der kin. Energie in Band 3 untereinander

| Tiefe<br>[m] | 7<br>$R_{\max} \Delta t$ | 40<br>$R_{\max} \Delta t$ | 45<br>$R_{\max} \Delta t$ | 51<br>$R_{\max} \Delta t$ |
|--------------|--------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| 7            | 1                        |                           |                           |                           |
| 40           | neg. 3                   | 1                         |                           |                           |
| 45           | neg. 3                   | pos. 0                    | 1                         |                           |
| 51           | pos. 1<br>neg. -3        | pos. 0                    | pos. 0                    | 1                         |

Tabelle 3: Korr. der kin. Energie zwischen Band 2 und 3

| Tiefe [m]<br><del>Gezeiten<br/>hochtr. Ener.<br/>int. N.<br/>Energie gie</del> | 7<br>$R_{\max} \Delta t$ | 40<br>$R_{\max} \Delta t$ | 45<br>$R_{\max} \Delta t$ | 51<br>$R_{\max} \Delta t$ |
|--|--------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| 7  | pos. 5                   | pos. 5                    | pos. 4                    | pos. 4                    |
| 40   | neg. 2                   | neg. 2                    | neg. 2                    | neg. 0                    |
| 45   | neg. 0                   | neg. 2                    | neg. 2                    | neg. 2-5                  |
| 51   | neg. 0-2                 | neg. 0-2                  | neg. 0-2                  | neg. 0                    |

Literaturverzeichnis

- BROCKMAN, C., J. MEINCKE, H. PETERS, G. Siedler und W. Zenk (1975)  
GATE Oceanographic activities on F.R.G. research  
vessels.  
Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der  
Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Nr. 19, 29pp.
- DIETRICH, G., K. KALLE, W. KRAUSS und G. SIEDLER (1975)  
Allgemeine Meereskunde, 3. Auflage, 593 pp.  
Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart
- DOETSCH, G. (1967)  
Anleitung zum praktischen Gebrauch der Laplace-  
-Transformation, 3. Auflage, 256 pp.  
R. Oldenbourg, München, Wien
- EKMAN, V.W. (1905)  
On the influence of earth's rotation on ocean-  
-currents.  
Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik 2, 1 - 52
- FRANKIGNOUL, J. (1974)  
Preliminary observations of internal wave energy  
flux in frequency, depth-space.  
Deep-Sea Res. 21, 895 - 909
- GONELLA, J. (1971)  
A local study of inertial oscillations in the  
upper layer of the ocean.  
Deep-Sea Res., 18, 775 - 788
- KÄSE, R.H. (1979)  
Calculation of the energy transfer by the wind  
to near-inertial internal waves.  
Deep-Sea Res., im Druck
- KÄSE, R.H. and R.A. CLARKE  
High frequency internal waves in the upper thermo-  
cline during GATE  
Deep-Sea Res., 25, 815 - 825

KÄSE, R.H. and D. OLBERS (1979)

Wind driven inertial waves observed during  
phase III of GATE.

In, GATE Vol. I, G. SIEDLER and J.D. WOODS, editors,  
Deep-Sea Res., Supplement to Vol. 26 (in print)

KÄSE, R.H., H. PETERS, G. SIEDLER and W. Zenk (1978)

A compilation of current, temperature and con-  
ductivity data from moorings F1 and F2 in the  
GATE C-area.

Meteor Forschungsergebn., Reihe A, 20, 13 - 48

KÄSE, R.H. and G. SIEDLER (1979)

Internal waves kinematics in the upper tropical  
Atlantic.

In, GATE Vol. I, G. SIEDLER and J.D. WOODS, editors,  
Deep-Sea Res., Supplement to Vol. 26 (in print)

KÄSE, R.H. and C.L. TANG (1976)

Spectra and coherence of wind-generated internal  
waves.

J. Fish. Res. Board Can., 33, 2323 - 2328

KRAUS, H. (1975)

GATE = Schlüssel zur Parametrisierung der tro-  
pischen Konvektion.

Promet 4, 5 - 11

KRAUSS, W. (1966)

Methoden und Ergebnisse der Theoretischen Ozeano-  
graphie, Band II: Interne Wellen, 248 pp.

Gebrüder Bornträger, Berlin

KRAUSS, W. (1973)

Methoden und Ergebnisse der Theoretischen Ozeano-  
graphie, Band I: Dynamics of the homogeneous and  
the quasihomogeneous ocean, 302 pp.

Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart

MOLLO-CHRISTENSEN, E. (1977)

Impingment of internal waves from below onto  
a moving mixed surface layer.

J. Phys. Oc. 7, 684 - 690



POLLARD, R.T. (1970)

On the generation by wind of inertial waves  
in the ocean.

Deep-Sea Res. 17, 795 - 812

POLLARD, R.T. and R.C. MILLARD JR. (1970)

Comparison between observed and simulated wind-  
-generated inertial oscillations.

Deep-Sea Res. 17, 813 - 821

SIEDLER, G. und E. GERLACH (1976)

Verankerte Meßsysteme für die Tiefsee.

Interocean '76, Kongressberichtswerk Bd.2, 355/01-355/16

TAUBENHEIM, J. (1969)

Statistische Auswertung geophysikalischer und  
meteorologischer Daten, 386 pp.

Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig